

ISSN 0869-7175

# Отечественная ГЕОЛОГИЯ



**5/2001**

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ ЯКУТИИ



## **Владимир Путин: государство должно создавать условия для использования сырьевой базы в интересах всего народа**

*Государство должно создавать условия для использования имеющейся у России уникальной сырьевой базы в интересах всего населения и решения основных задач национального развития. Об этом Президент Российской Федерации Владимир Путин заявил, отвечая на вопрос журналистов, в ходе состоявшейся 18 июля в Кремле пресс-конференции.*

Владимир Путин сказал: «Вы знаете, восстановление минерально-сырьевой базы — я занимался этим вопросом специально несколько лет назад и достаточно глубоко. Это ведь что такое: ресурсы сами восстановить невозможно, они невозполнимы, а минерально-сырьевая база — это, собственно говоря, оборудование, это все, что связано с добычей. Если добычу осуществляет частная компания, то она и должна вкладывать соответствующие ресурсы. Государство только должно создавать условия, которые позволили бы ей отвлекать эти ресурсы на эту сферу деятельности. У нас ведь что до сих пор происходило? Государство брало средства — откуда? Из бюджета, отнимая их от пенсионеров, от врачей, учителей, от армии и так далее. Вкладывало в воспроизводство сырьевой базы, а потом результатами этой работы пользуются акционерные общества. Не думаю, что это справедливо. Мы, конечно, здесь, самое главное, не должны нарушить технологических цепочек, которые могут привести к неблагоприятным экономическим либо экологическим последствиям... Это процесс воспроизводства, которым мы должны заниматься.

Повторяю, наше дело будет заключаться в том, чтобы создать условия, в том числе и финансовые, и экономические, для этих компаний... Мы в этом направлении будем двигаться, но никаких резких движений не будет.

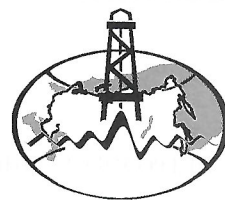
Мы, конечно, должны учитывать и интересы регионов, основных добытчиков сырья. Правда, сразу же хотел бы сказать, ведь у нас в Советском Союзе было больше проблем, чем плюсов, что мы в свое время открыли месторождения нефти, газа и начали жить за счет энергоресурсов. Мы с этого момента решили, что на нас Боженка заснул, что нам все можно, что мы можем туда, сюда миллиарды разбрасывать и вообще можем не развивать свою экономику. Так, к сожалению, и получилось. Мы начали жить за счет этих ресурсов. Галоши «Красный треугольник» — вот моя землячка знает, что такое предприятие «Красный треугольник», делали миллиардами, штамповали и штамповали, а жили, покупали все, продукты питания, все в большем и большем количестве, предметы широкого потребления, все на нефтяные и газовые деньги. Собственную экономику опустили до безобразия низко. Но мы жили за этот счет. Так сложилось, к сожалению.

После того как мы передали это акционерным обществам, у государства остались обязательства, а возможности реализовывать эти обязательства исчезли в значительной степени. Значит, нам что-то нужно делать. Либо национализировать все, либо заставить платить их налоги. Самый цивилизованный, естественный способ, нормальный, в котором заинтересованы и участники рынка, в том числе и наши нефте- и газодобывающие компании, — это второй, конечно. И мы готовы и хотим по нему пойти. Мы его предложили.

Вот именно поэтому был предложен новый закон о налогообложении недр. Они должны в полном объеме вернуть государству то, что государству по праву принадлежит. Мы, конечно, со своей стороны, должны подумать об интересах регионов-добытчиков и, второе, должны создать экономические условия для компаний, которые могли бы вкладывать деньги и в разведку, и в добычу, и в создание необходимой материально-технической базы».



# Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

## 5/2001

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.Шпак*

Редсовет: *А.Н.Барышев, Э.К.Буренков, В.С.Быкадоров, Г.С.Вартанян* (председатель редсовета), *В.И.Ваганов, Н.Н.Ведерников, И.С.Граммберг, А.И.Жамойда, А.Н.Золотов, А.Б.Каждан, 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.Ярмолюк*

МОСКВА



# СОДЕРЖАНИЕ

## ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

<i>Сафронов А.Ф., Смелов А.П., Зайцев А.И.</i> Проблемы тектонического контроля алмазоносных кимберлитов Сибирской платформы . . . . .	3
<i>Зайцев А.И.</i> О возрасте протолитов кимберлитовых магм Якутии . . . . .	6
<i>Алтухова З.А., Барашков Ю.П.</i> Кристалломорфологические типы алмазов из автолитов, массивной и автолитовой кимберлитовых брекчий Якутии . . . . .	9
<i>Олейников О.Б.</i> Особенности химического состава апатита из интрузивных кимберлитов Якутии . . . . .	13
<i>Округин А.В., Королева О.В.</i> Геологическое положение и состав раннерифейских перидотит-габбровых массивов Туяканского комплекса Патомского нагорья . . . . .	15
<i>Томшин М.Д., Лелюх М.И.</i> Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы . . . . .	19
<i>Бабушкина С.А., Трунилина В.А.</i> Р-Т условия и генетические аспекты формирования гранитоидов лагитового ряда хр.Полуосный . . . . .	24
<i>Хабидуллина Т.С.</i> Включения в цирконах из гранитоидов различных петрогенетических типов Верхояно-Колымских мезозойд . . . . .	27
<i>Ким А.А., Заякина Н.В.</i> Самородный марганец из щелочных пикритов Центрального Алдана . . . . .	32

## СТРАТИГРАФИЯ, РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

<i>Колосов П.Н., Альховик Т.С., Баранов В.В., Белолобский И.Н., Гриненко О.В., Ермакова С.П., Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Мельник О.А., Сергеенко А.И., Столярова Л.Р.</i> Уникальные разрезы верхнего докембрия и фанерозоя Якутии . . . . .	34
<i>Ермакова С.П.</i> О границах нижнего триаса . . . . .	39

<i>Булгакова М.Д.</i> Система региональных седиментологических исследований в складчатых районах Якутии . . . . .	41
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Слепцов С.В., Шибяев С.В.</i> Сейсмическое районирование Южной Якутии . . . . .	44
<i>Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Хоуроген Дж.К., Тарабукин В.П., Думирту Т.А.</i> Стиль деформаций Верхоянского складчато-надвигового пояса . . . . .	47
<i>Оксман В.С., Третьяков М.Ф.</i> Сунтарская система разломов: кинематическая и геодинамическая интерпретации . . . . .	52

## РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

<i>Амузинский В.А., Иванов Г.С., Лацановский И.А.</i> Геолого-промышленные типы и критерии оценки золото-рудных месторождений Верхоянской складчатой системы . . . . .	55
<i>Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Серкебаева Е.С.</i> Нетрадиционные типы золотого оруденения в карбонатных комплексах Сетте-Дабана . . . . .	59
<i>Костин А.В.</i> Прогноз золото-серебряных месторождений мирового класса в Куранахской рудной зоне . . . . .	62
<i>Самусиков В.П.</i> Типоморфные особенности самородного золота рудных и россыпных проявлений Юдома-Бамского района . . . . .	67
<i>Никифорова З.С., Сурнин А.А.</i> К проблеме россыпной золотоносности среднего течения р.Лена . . . . .	70
<i>Герасимов Б.Б.</i> Влияние эоловых процессов на формирование Хужирских конгломератов . . . . .	72
<i>Давыдов Ю.В.</i> Бифациальная генетическая модель стратиформных месторождений Якутии . . . . .	73
<i>Сюндюков Ш.А., Каширцев В.А., Митронов Д.В., Зуева И.Н.</i> Геологическое строение и угленосность мезозойских отложений в Алдан-Амгинском междуречье Ленского бассейна . . . . .	76
80-летие Рауфа Баратовича Баратова . . . . .	78

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

Подписано в печать 05.10.2001. Формат 60 x 88 / 8. Бумага мелованная.  
Печать офсетная. Тираж 1000 экз. Зак. 2778-л

Адрес редакции: 113545 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



## Проблемы тектонического контроля алмазоносных кимберлитов Сибирской платформы

А.Ф.САФРОНОВ, А.П.СМЕЛОВ, А.И.ЗАЙЦЕВ

Первый геолого-тектонический прогноз коренной алмазности на Сибирской платформе сделан академиком В.С.Соболевым [13], и хотя в дальнейшем было предложено множество прогнозных построений, основанных на различных тектонических концепциях, открытие практически всех экономически значимых месторождений алмазов на территории Сибирской платформы не связано с предлагаемыми критериями геолого-тектонического контроля. В качестве кимберлитоконтролирующих рассматривались: 1) антеклизы, синеклизы и зоны их сочленения [5, 8, 9, 18]; 2) глубинные разломы как подводящие каналы или структуры, связанные с формированием кимберлитов [5], а также как долгоживущие образования мантийного заложения, контролирующее размещение кимберлитов [8]; 3) узкие протяженные зоны повышенной проницаемости [7], региональные магмоактивные зоны [1], линейные зоны растяжения, зоны активизации [2]; 4) авлакогены и рифтогенные структуры [15]; 5) продолжения трансформных разломов в континентальной коре [25, 28]; 6) «горячие точки» [21, 23]; 7) древние зоны субдукции [24]. Такое многообразие взглядов явно свидетельствует об отсутствии выраженного структурного контроля кимберлитов на уровне платформенного чехла. Следовательно, необходимо искать связь пространственного расположения алмазоносных кимберлитов со структурами фундамента и верхней мантии. Определенные закономерности в распределении кимберлитовых полей с алмазоносными и неалмазоносными породами могут быть объяснены с позиций концепции «магматической зональности кимберлитовых провинций» [6], «Правила Клиффорда» [19, 22] и новых геофизических данных по строению верхней мантии и нижней коры [14].

**Зональность алмазоносных провинций** выражена в том, что в их центральных частях распространены высокоалмазоносные кимберлиты, тогда как в краевых на фоне многочисленных тел неалмазоносных кимберлитов широко развита россыпная алмазность [4, 7]. Эта закономерность, вероятно, — результат особенностей тектонического развития центральных и краевых частей древних кратонов. Определение изотопного возраста ксенолитов мантийных и щелочно-ультраосновных пород из кимберлитов Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) показывает, что на рубежах 1200—1000 и 800—600 млн. лет в пределах верхней мантии происходили тектоно-термальные события, которые могли приводить к образованию кимберлитов или конвергентных пород [3, 12]. Эти предполагаемые эпохи на севере ЯАП, вероятно, были достаточно интенсивными, т.к. смогли обеспечить масштабную региональную алмазность [10, 17]. Причины появления неалмазоносных или убого алмазоносных кимберлитов в этом районе в последующие эпохи, по-видимому, обусловлены эволюцией верхнемантийного источника (мантийного корня или протолита) и его деградацией в результате эндогенных процессов, проявленных по периферии кратона в позднем протерозое (рисунок) и приведших к формированию рифтов. Не исключено, что в результате могли произойти разогрев протолита и его метасоматическое преобразование, сопровождавшиеся изменением модалного состава протолита и растворени-

ем алмазов. Об этом свидетельствует специфический комплекс глубинных ксенолитов из трубки Обнаженная (Куойское поле, северная часть ЯАП), среди которых широко представлены амфиболитизированные породы и гранатизированные шпинелевые перидотиты. Последние могли образоваться при разогреве и подъеме гранатовых перидотитов на более высокие уровни с их трансформацией в шпинелевые разности, которые затем, при изобарическом остывании, подверглись повторной гранатизации. Напротив, среди перидотитов из трубок южных продуктивных кимберлитовых полей образцы гранатизированных шпинелевых перидотитов сравнительно редки, зато довольно широко распространены так называемые структуры «fingerprints» или графические сростки шпинели и пироксенов, сформировавшиеся при распаде твердого раствора хромистого магнезиального граната при перемещении протолита на более высокие гипсометрические уровни. Отсутствие значительных изменений модалного состава протолита может свидетельствовать о том, что в этой части провинции метасоматическое воздействие на него было существенно меньшим.

Таким образом, наблюдаемая на севере ЯАП геологическая ситуация: широкое проявление россыпной алмазности на фоне развития неалмазоносных и убого алмазоносных кимберлитов, — результат деградации протолита от более ранних гипотетических эпох формирования алмазоносных кимберлитов к более поздним эпохам внедрения неалмазоносных кимберлитов. По-видимому, центральная и южная части ЯАП в позднем протерозое в меньшей степени были подвергнуты тектоно-термальной переработке и сохранили алмазоносный протолит на протяжении всей эволюции. Такая ситуация наблюдается в кимберлитовых полях тренда Лесото, среди которых присутствуют алмазоносные кимберлиты различных возрастов: от докембрия до позднего мела [20].

«**Правило Клиффорда**» в настоящее время считается наиболее обоснованной гипотезой тектонического контроля высокоалмазоносного кимберлитового магматизма. Т.Н.Клиффорд [19] показал, что районы кимберлитового магматизма расположены в пределах древних кратонов. Последние состоят из ядер, сложенных породами с возрастом консолидации около 1,5—2 млрд. лет и древнее, и окружены молодыми подвижными поясами с возрастом 1—0,8 млрд. лет. Кимберлиты, находящиеся в пределах молодых подвижных поясов — неалмазоносные, а в пределах древних ядер — алмазоносные. Впоследствии Дж.Б.Дуусон [22] уточнил «Правило Клиффорда» и сформулировал его следующим образом.

Все известные кимберлиты приурочены к линейным зонам тектонической активизации, часть из которых наследует древние тектонические направления, а часть связана с новыми тектоническими направлениями, наложенными на древнее основание и секущими систему кратонов и подвижных поясов. По времени проявления кимберлиты обычно приурочены к периодам эпейрогенического подъема областей.

В таких зонах тектонической активизации кимберлиты распределены сравнительно равномерно. Алмазоносные кимберлиты встречаются только в пределах пересечения



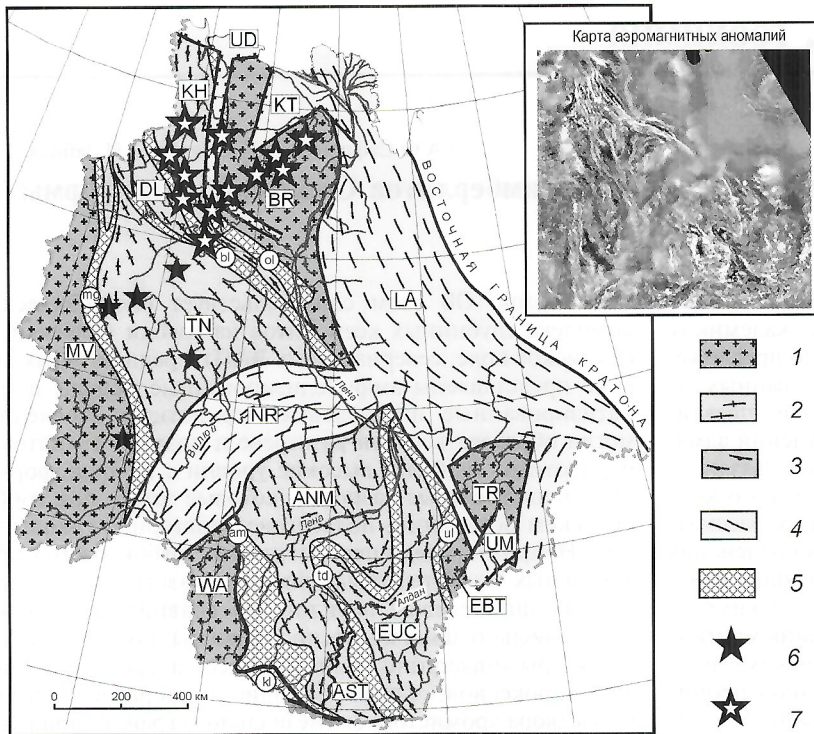


Схема тектонического строения восточной части Северо-Азиатского кратона и положение кимберлитовых полей:

1 — террейны Западно-Якутского (WA — Западно-Алданский, MV — Магадано-Вилойский) и Восточно-Якутского (ЕВТ — Батомгский, TR — Тырынский, BR — Беректинский) протократонов с возрастом консолидации 2,5–2,6 млрд.лет; 2 — террейны Далдыно-Алданского гранулит-ортогнейсового пояса с возрастом консолидации 2,1–1,9 млрд.лет (AST — Сутамский, ANM — Нимнырский, TN — Тюнгский, DL — Далдынский); 3 — террейны Хапчано-Учурского гранулит-парагнейсового пояса с возрастом консолидации 2,1–1,9 млрд.лет (KN — Хапчанский, EUC — Учурский); 4 — позднепротерозойские орогенные пояса и рифты с возрастом 0,9–1 млрд.лет (NR — Нюрбинский, LA — Лена-Алданский, UD — Уджинский, KT — Хастахский, UM — Усть-Майский); 5 — зоны тектонического меланжа с возрастом 2,1–1,9 млрд.лет (am — Амгинская, td — Тыркандинская, ul — Улканская, mg — Маганская, kt — Котуйканская, bl — Билляхская, ol — Оленекская, kl — Каларская); поля кимберлитов: 6 — высокоалмазоносных, 7 — убого- и неалмазоносных

ими архейских\* кратонов (обнаженных или перекрытых платформенным чехлом), а на участках пересечения подвижных поясов все кимберлитовые трубки неалмазоносны.

Согласно этому правилу, размещение кимберлитов может контролироваться любыми складчатыми или разрывными структурами в пределах кратона, однако алмазоносность пород определяется их положением относительно структур древнего основания платформы.

**Строение кристаллического фундамента Сибирской платформы и положение алмазоносных кимберлитов.** Опубликованные ранее результаты изучения тектонического строения фундамента, основанного на интерпретации аэромагнитных аномалий и современных данных по Sm-Nd систематике метаморфических пород из керна глубоких скважин и ксенолитов диатрем [1], свидетельствуют, что его главные тектонические структуры — террейны Западно- и Восточно-Якутского протократонов с возрастом консолидации более 2,6–2,5 млрд.лет, разделяющие их террейны Далдыно-Алданского и Хапчано-Учурского гранулитовых поясов с возрастом консолидации 2,1–1,9 млрд.лет, а также обрамляющий их с востока Лена-Алданский орогенный пояс с возрастом 1,4–1 млрд.лет (см. рисунок). Близкий возраст имеют породы рифтогенных структур по периферии платформы и широтный Нюрбинский пояс, секущий раннедокембрийские структуры в ее центральной части. Расположение кимберлитовых полей ЯАП с разной степенью алмазоносности относительно докембрийских структур верхнего слоя кристаллического фундамента не починается «Правилу Клиффорда» в трактовке Дж.Б.Доусона. *Напротив, отмечается, что среднепалеозойские высокоалмазоносные кимберлиты приурочены к террейнам раннепротерозойских гранулит-гнейсовых поясов (1,9 млрд.лет) или позднеархейским кратоническим террейнам (2,6 млрд.лет) вблизи их границы с первыми и не известны в областях позднедокембрийской складчатости и рифтогенеза.* Эти данные позволяют говорить, что верхний слой кристаллического фундамента можно рассматривать

только как консервативную оболочку, а среднепалеозойский и мезозойский кимберлитовый магматизм — отражение процессов взаимодействия верхней мантии и низов континентальной коры.

**Строение нижней коры и верхней мантии ЯАП.** Признаки своеобразного строения и/или состава нижней коры фиксируются глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ) (профиль Олгуйдах—Ленск) в районе Мало-Ботуобинского кимберлитового поля [14]. ГСЗ в южной части ЯАП установлены аномалии по разделу М и в нижней коре. Аномалии имеют полосовидный характер субдолготного простирания на участке от Мало-Ботуобинского до Далдынского и Алакитского кимберлитовых полей, а затем поворачивают на северо-восток в направлении Мунского. Аномальность данной зоны выражена в флексурнообразном перегибе раздела М до 55 км и высоких скоростях продольных волн (9 км/с) на границе кора—мантия. Напротив, внутрикоровые сейсмические границы подняты на 5–10 км относительно положения таких же границ на соседних участках с нормальным строением коры и верхней мантии [14].

Флексурообразный перегиб по поверхности раздела М может быть обусловлен подслаиванием раннедокембрийской нижней коры молодым ювенильным материалом, начиная с позднего протерозоя и заканчивая эпохами кимберлитобразования. Предполагается, что аномально высокие граничные скорости продольных волн на разделе М связаны с присутствием перидотитов и эклогитов. Содержание в них незначительного количества алмазов может быть причиной возникновения высоких скоростей продольных волн. Другими словами, это означает присутствие алмазоносного протолита [27]. Возраст формирования и/или активизации аномалий на разделе М и в верхней мантии оценивается по результатам изотопного датирования дискретных зерен и ксенолитов из трубок Мало-Ботуобинского, Далдынского и Алакитского кимберлитовых полей в интервалах 1200–1000 и 900–600 млн.лет и моложе [3]. В связи с этим существует вероятность, что на территории центральной (южной) части ЯАП проявились и более ранние, чем среднепалеозойская эпохи кимберлитобразования.

\* В первоначальном понимании Т.Клиффорд имел ввиду все раннедокембрийские кратоны [19].



В целом простираение геофизических аномалий в верхней мантии и на разделе М дискордантно к поверхностным тектоническим зонам, которые контролируют размещение среднепалеозойских кимберлитов (Далдыно-Оленекская, Мирнинско-Жиганская, Вилюйско-Ботуобинская, Муно-Тюнгская и Уэле-Мерчимденская). Сами зоны выделены главным образом по ориентировке длинных осей кимберлитовых тел и трещиноватости в пределах отдельных полей [1]. Трещиноватость формируется в результате поднятия отдельных блоков земной коры, что фиксируется по перерыву в осадконакоплении, предшествующему внедрению кимберлитов. Подъем блоков связан с внедрением и остыванием нового ювенильного материала в основание коры и сопровождается появлением компенсационных трещин, пронизываемых для кимберлитовых расплавов в чехле. Данные по строению трубок и около-трубчатого пространства указывают на наличие незначительных по масштабам контактовых зон брекчирования по границам трубок и практически полное отсутствие контактовых воздействий кимберлитовых расплавов на вмещающие породы. Вертикальную протяженность пронизываемых трещиноватых участков оценить достаточно трудно, однако из модели строения кимберлитовой трубки [16] можно предполагать, что она не превышает первых километров. Таким же образом, по-видимому, объясняется размещение полей кимберлитов и конвергентных пород ранне- и среднемезозойского возраста на севере ЯАП. Они внедрялись в ослабленные зоны, возникающие в ходе воздымания Анабарского щита и Оленекского поднятия.

Несмотря на значительную неопределенность выбора структурных и тектонических факторов для оценки перспектив коренной алмазности Сибирской платформы, в целом и ЯАП в частности, отметим те из них, совокупность которых можно использовать для региональных прогнозных работ.

1. Среднепалеозойские и мезозойские высокоалмазные кимберлиты отсутствуют по периферии Сибирской платформы в областях, подвергшихся интенсивной познепротеройской тектоно-термальной переработке, в процессе которой алмазносный протолит уничтожается.

2. Кристаллический фундамент Сибирской платформы был сформирован к рубежу 1,9–1,7 млрд. лет, а Северо-Азиатского кратона в целом к 1–0,8 млрд. лет. Среднепалеозойские высокоалмазные кимберлиты приурочены к гранулитно-гнейсовым террейнам раннепротерозойских подвижных поясов (1,9 млрд. лет) или кратоническим террейнам (2,6 млрд. лет) вблизи их границы с первыми.

3. В структуре нижней коры и верхней мантии, залегающих под полями высокоалмазных кимберлитов, устанавливаются аномальные скорости продольных волн и увеличение глубины залегания раздела М.

4. Кимберлитовые поля приурочены к ослабленным трещиноватым участкам в верхней части коры, формирование которых связано с образованием выступов фундамента. Время их образования различно и может быть определено по перерывам в осадконакоплении.

Исходя из принятых принципов тектонического контроля, перспективны на обнаружение новых полей алмазных кимберлитов среднепалеозойского возраста район нижнего течения р. Муна и бассейн р. Моркока, западное Далдыно-Алакитской группы полей, а мезозойского возраста — площади развития юрских отложений вдоль северного борта Вилюйской синклизы. Докембрийские алмазносные породы могут быть обнаружены в северной части ЯАП. Перспективность Центральной и Южной Якутии обусловлена их положением в структуре кратона, строением верхнего слоя фундамента и литосферы. Здесь известны трубчатые тела, сложенные породами глубинного происхождения, конвергентными кимберлитами и лампроитами, а также единичные находки алмазов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российской Федерации Фонда Фундаментальных Исследований по проектам № 00-05-7211, 01-0596216.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Брахфогель Ф. Ф.* Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платоформы. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984.
2. *Доусон Дж. Б.* Кимберлиты и ксенолиты в них. — М.: Мир, 1983.
3. *Зайцев А. И., Никишов К. Н., Ненасhev Н. И., Ковальский В. В.* Эволюция изотопного состава стронция кимберлитовых пород Якутской провинции // Петролого-геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматической систем. Якутск, 1985. С. 13–37.
4. *Каминский Ф. В.* Закономерности размещения кимберлитовых и родственных им пород на Сибирской платформе // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204. № 5. С. 1187–1190.
5. *Ковальский В. В.* Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрогенетической классификации. — М.: Изд-во АН СССР, 1963.
6. *Милашев В. А.* Кимберлитовые провинции. — Л.: Недра, 1974.
7. *Милашев В. А.* Структуры кимберлитовых полей. — Л.: Недра, 1979.
8. *Мокшанцев К. Б., Еловских В. В., Ковальский В. В.* и др. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1974.
9. *Никишов К. Н.* Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса. — М.: Наука, 1984.
10. *Подвысоцкий В. Т., Белов Е. Н.* Состав и условия формирования древних осадочных коллекторов и россыпей алмазов. — Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1995.
11. *Синицын А. В.* Принципы тектонического анализа кимберлитовых провинций // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 8–12.
12. *Смелов А. П., Ковач В. П., Габшиев В. Д.* и др. Тектоническое строение и возраст фундамента восточной части Северо-Азиатского кратона // Отечественная геология. 1998. № 6. С. 6–10.
13. *Соболев В. С.* Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, Борнео и Северной Америки. — М.: Госгеолтехиздат, 1951.
14. *Суворов В. Д.* Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. — Новосибирск: Наука, 1993.
15. *Францесон Е. В., Лути Б. Г.* Кимберлитовый магматизм древних платформ. — М.: Наука, 1995.
16. *Харькин А. Д., Зинчук Н. Н.* Атлас-определитель пород и руд месторождений алмазов кимберлитового типа. — М.: Недра, 1994.
17. *Шалишина Э. А.* Минералы кимберлитовых пород в разновозрастных отложениях севера Сибирской платформы. — Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1986.
18. *Эрлих Э. Н.* Тектоника Анабарской антеклизы и закономерности проявления кимберлитового и траппового магматизма // Геология алмазных месторождений. 1963. № 6. С. 5–10.
19. *Clifford T. N.* Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa // Earth and Planet. Sci. Lett. 1966. Vol. 1. P. 421–434.
20. *Crockett R. B., Mason R.* Foci of mantle disturbance in Southern Africa and their economic significance // Econ. Geol. 1968. Vol. 63. P. 522–540.
21. *Crough S. T., Morgan J. W., Hargraves R. B.* Kimberlites: their relationship to mantle hot spots // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 50. P. 260–274.
22. *Dawson J. B.* The structural setting of African kimberlite magmatism // African magmatism and tectonics. Edinburgh: Oliver and Boyd. 1970. P. 321–355.
23. *England Ph., Houseman G.* On the geodynamic setting of kimberlite genesis // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67. P. 109–122.
24. *Helmstaedt H., Gurney J. J.* Kimberlites of Southern Africa are they related to subduction processes? // Kimberlite and related rocks. Amsterdam: Elsevier, 1984.
25. *Marsh J. S.* Relationships between transform directions and alkaline rocks lineaments in South Africa // Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 18. P. 317–323.
26. *Nixon P. H.* (Ed.) Lesotho kimberlites. Lesotho National Development Corporation. Naseru, 1973.
27. *Safronov A. F., Suvorov V. D., Zaitsev A. I., Nenashev N. I.* The kimberlite controlling zones in the uppermost mantle of west Yakutia // Proceeding of the fifth International Kimberlite Conference, Araxa, Brazil, 1991, vol. 1. Kimberlit, Related Rocks and Mantal Xenolithes. 1994. P. 172–176.
28. *Williams H. R., Williams R. A.* Kimberlites and plate tectonics in West Africa // Nature 1977. Vol. 270. P. 507–508.



## О возрасте протолитов кимберлитовых магм Якутии

А.И.ЗАЙЦЕВ

Природа кимберлитовых протолитов — предмет оживленной дискуссии, при этом уделяется мало внимания вопросу их возраста. Знание возраста кимберлитовых протолитов позволяет определить их временное положение в общей схеме эволюции континентальной литосферной мантии и увязать эти процессы с конкретными геологическими событиями. Время формирования кимберлитовых источников оценивается при моделировании данных по изотопным системам пород. Наилучшее применение имеет Sm-Nd система, позволяющая изучать изотопную природу и временные параметры эволюции мантийного источника кимберлитов.

В настоящей работе на основе опубликованных Sm-Nd изотопных данных по кимберлитам Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП) проведена оценка времени формирования их источников с использованием модельного возраста  $T_{Nd}(DM)$ , характеризующего момент времени отделения источника пород (кимберлитов) от деплетированного мантийного резервуара. Предполагается, что для кимберлитов эти модельные датировки отражают время процессов глубинного метасоматоза с обогащением легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ) предварительно деплетированной мантии.

Расчитанные  $T_{Nd}(DM)$  кимберлитов из трубок, расположенных в различных полях ЯКП на значительном по латерали расстоянии друг от друга (табл. 1), изменяются в интервале времени от 470 до 1100 млн.лет и группируются в интервалы: 470—540, 600—700, 800—900 и 1000—1100 млн.лет. Наибольшее их количество отвечает возрасту 600—700 млн.лет и характеризует кимберлиты практически всех полей ЯКП. Определенной закономерности распределения  $T_{Nd}(DM)$  в пределах ЯКП не наблюдается. Но следует отметить, что наиболее древние  $T_{Nd}(DM)$  установлены для кимберлитов Накынского поля, тогда как молодые чаще встречаются в кимберлитах Куойского поля.

Ранее было показано, что Rb-Sr системы валового состава связующей матрицы кимберлитов имеют псевдоизохронные датировки, значения которых превышают возраст трубок и согласуются с таковыми мантийных ксенолитов из них. Для кимберлитов трубок Юбилейная, Ленинград и кимберлитов Мерчемденского поля был определен возраст 709, 803 и 862 млн.лет соответственно [5], что предполагает унаследование валовым составом кимберлит—цемент Rb-Sr систем исходного для них материала с сохранением в нем Rb-Sr возрастных меток последнего.

Характерно, что расчитанная нами Pb-Pb изохрона по пяти образцам кимберлитов из трубок Айхал, Удачная, Мир и Интернациональная [21] определяет дату 652 млн.лет, а по кимберлитам плюс гранаты из концентратов (пять образцов) трубки Мир [11] 743 млн.лет, что также древнее времени внедрения трубок 360—380 млн.лет. Эти изохроны могут интерпретироваться как «мантийные», отражающие возраст протолита. Полученные датировки практически совпадают с  $T_{Nd}(DM)$  кимберлитов. Некоторые отклонения, возможно, связаны со спецификой геохимической истории кимберлитовых протолитов.

Реальность геологических событий, имеющих место в мантии под кимберлитовыми полями Якутии, подтверждается и многочисленными изотопными датировками ксенолитов мантийных пород из кимберлитовых трубок. Значительное количество изохронных дат, определенных как по породе, так и по минералам (Rb-Sr и Sm-Nd), характеризуют позднерифейской—раннепалеозойский этапы (478—1313 млн.лет) в развитии Сибирской литосферной мантии (табл. 2). Изотопные возрасты ксенолитов в

основном отвечают трем этапам: 550—700, 750—900 и 1000—1250 млн.лет, что согласуется с модельным возрастом кимберлитовых протолитов. Интересно, что ксенолиты гипербазитов (четыре образца) в кимберлитах Укуйтского поля имеют  $T_{Nd}(DM)$  700—1030 млн.лет [7], что свидетельствует о позднерифейской активизации мантии. Таким образом, приведенная выше геохронологическая информация указывает на значительную активизацию мантии в пределах ЯКП в позднерифейский и раннефанерозойский периоды ее развития.

Параметры Sm-Nd системы кимберлитов дают возможность оценить природу их протолитов. В целом положительные  $\epsilon_{Nd}(t)$  в кимберлитах Якутии (0,2—5,2) свидетельствуют о формировании этих пород из относительно деплетированного мантийного источника. Исключение представляют альнеиты трубки Виктория и кимберлиты Мало-Куонамской трубки, для которых  $\epsilon_{Nd}(t)$  отрицательные, предполагая обогащенный ЛРЗЭ мантийный источник. Параметр  $F(-0,36;-0,62)$ , характеризующий степень фракционирования Sm/Nd в породах относительно такого в примитивной мантии, — отрицательный, что характерно для мантийных пород, прошедших стадию глубинной модификации. Такое несоответствие между  $\epsilon_{Nd}(t)$  и  $F$  указывает на то, что предварительно обедненный мантийный источник был позднее обогащен ЛРЗЭ и, вероятно, этот процесс предшествовал или был синхронен образованию кимберлитового протолита. Характерно, что  $T_{Nd}(DM)$  положительно коррелируют с Sm/Nd пород ( $r$  0,774) и имеют отрицательную связь с  $\epsilon_{Nd}(t)$  ( $r$  -0,719), т.е. относительно древние протолиты имеют более деплетированные мантийные характеристики. Это связано либо с формированием кимберлитовой магмы при очень низкой степени частичного плавления протолита [26], либо с повышением интенсивности процесса глубинного метасоматоза во времени. Решение этого вопроса требует дальнейших более детальных и комплексных исследований.

Полученные данные по возрасту кимберлитовых протолитов характеризуют значительную часть территории провинции по ее латерали. Изученные кимберлитовые поля приурочены здесь к разным геоблокам. По данным А.П.Смелова [10], кимберлиты Мало-Ботубинского поля расположены в пределах Магано-Вилойского террейна Западно-Якутского протократона (возраст консолидации 2,5—2,6 млрд.лет). Трубки Далдынского, Алакитского и Накынского полей расположены в Тюнском террейне Далдын-Алданского гранулитового пояса (возраст консолидации 2,1—1,9 млрд.лет), тела Арымастаского и Куранахского полей — в Хапчанском террейне Хапчано-Учурского гранулитового пояса (2,1—1,9 млрд.лет), а кимберлиты Куойского поля приурочены к Беректинскому террейну Восточно-Якутского протократона (2,5—2,6 млрд.лет). Однако практически все кимберлиты ЯКП имеют одинаковый возраст их источников.

Известные данные по возрасту протолитов кимберлитов из различных регионов мира согласуются с полученными нами результатами. Так, кимберлиты второго типа Южной Африки имеют возраст источников 980—1050 млн.лет [26], алмазоносные лампроиты Австралии 900—1300 млн.лет [17], кимберлиты первого и второго типов Архангельской провинции [9] соответственно 790—810 и 1120—1330 млн.лет. Дополнительно для палеозойских кимберлитов (460 млн.лет) Фуксиан и Менгуин (Китай) [29], Финляндии (434—593 млн.лет) [23], мезозойских (80—176 млн.лет) и палеозойских кимберлитов (360 млн.лет)



# 1. Sm-Nd модельные датировки для кимберлитов Якутии, млн.лет

Номер образца	Трубка	Порода	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	F	$\varepsilon(t)$	T(DM)
<i>Накынское поле</i>							
Б/н	Ботуобинская	Кимберлит	0,125	0,512511	-0,36	0,85	1100 [13]
Б/н	Нюрбинская	«	0,122	0,512491	-0,38	0,26	1098 [13]
<i>Мало-Ботуобинское поле</i>							
М3	Мир	Кимберлит	0,0862	0,512583	-0,56	3,85	669 [20]
М7/51	«	«	0,0921	0,512459	-0,53	1,45	861 [1]
М14/127	«	«	0,0795	0,512388	-0,60	0,66	865 [1]
<i>Алакитское поле</i>							
А3	Айхал	Кимберлит	0,0862	0,512583	-0,62	4,53	608 [20]
А4	«	«	0,0796	0,512588	-0,61	4,87	594 [20]
Ja325	Юбилейная	«	0,0847	0,512492	-0,57	2,44	777 [1]
Мх1	Молодость	«	0,088	0,512395	-0,55	0,39	915 [22]
<i>Далдынское поле</i>							
Уv-8М	Удачная	Кимберлит	0,0797	0,512576	-0,60	4,02	648 [20]
Б/н	«	«	0,0812	0,512600	-0,59	4,30	634 [19]
УVK-1	«	«	0,0808	0,512580	-0,59	3,80	656 [22]
Уд-78/88	«	«	0,0857	0,512552	-0,56	3,28	710 [8]
Уд-78/180	«	«	0,0755	0,512526	-0,62	3,22	690 [8]
Уv-301	«	«	0,0826	0,512488	-0,58	2,46	770 [1]
Уv95/93	«	«	0,0818	0,512548	-0,58	3,67	696 [1]
Уb96/318	«	«	0,0749	0,512474	-0,62	2,55	742 [1]
<i>Куйское поле</i>							
7-276	Обнаженная	Кимберлит	0,0803	0,512740	-0,59	3,25	469 [19]
FBB-522	«	«	0,0770	0,511860	-0,61	2,77	538 [20]
7-93	Серая	«	0,0846	0,512745	-0,57	5,16	482 [19]
7-473	Монтичеллитовая	Альнеит	0,0859	0,512777	-0,56	5,18	827 [19]
<i>Куранахское поле</i>							
78-131	Мало-Куонамская	Кимберлит	0,0829	0,512443	-0,58	-1,5	834 [19]
78-116	Университетская	«	0,0797	0,512630	-0,59	2,23	599 [19]
<i>Ары-Мастахское поле</i>							
90-15	Полярная	Кимберлит	0,0899	0,512663	-0,54	2,07	642 [19]
90-21	Рудный двор	Пикрит	0,0869	0,512667	-0,54	2,72	601 [19]
90-56	Спортивная	«	0,0861	0,512576	-0,56	1,90	694 [19]
90-60-1	Виктория	Альнеит	0,0984	0,512344	-0,50	-3,02	1082 [19]

Примечание: F и  $\varepsilon(t)$  — отклонения Sm/Nd и первичного изотопного состава Nd в породах относительно таковых в CHUR пород на момент формирования кимберлитов. Расчет F,  $\varepsilon(t)$  и T(DM) проводился с учетом современных значений в CHUR:  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  0,1967,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  0,512638; в DM:  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  0,2136,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  0,513149. В квадратных скобках — литературный источник.

Северной Америки [15] и для трубки Венеция (500 млн.лет) в Южной Африке [26] мы рассчитали  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , которые соответственно равны  $1144 \pm 88$  (n 6),  $1036 \pm 35$  (n 9),  $533 \pm 58$  (n 8) и  $767 \pm 5$  (n 4),  $931 \pm 72$  (n 6) млн.лет. Эти даты достаточно близки между собой и модельным датировкам кимберлитовых протолитов Якутии и не противоречат представлению, что корневая зона верхнемантийных источников кимберлитов была дифференцирована 1,4—1,1 млрд.лет назад [2].

Таким образом, формирование мантийных протолитов фанерозойских кимберлитов практически синхронно в глобальном масштабе и началось в позднерифейский период истории литосферы. Предполагается, что близкие возрастные пределы для литосферного материала могут быть результатом неоднократного воздействия на мантию горячего мантийного плюма, и возраст протолитов ким-

берлитов отвечает времени этих событий [16]. Например, возраст кимберлитовых протолитов в интервале времени 600—900 млн.лет соответствует глобальному событию, связанному с распадом суперконтинента Родиния, составной частью которого являлась Сибирская платформа [5]. Все выделенные этапы формирования кимберлитовых протолитов Якутии практически синхронизируются с эпохами рифтогенеза, проявленными на Сибирской платформе [12]. Более молодые модельные датировки (470—540 млн.лет) отвечают времени процессов коллизии раннекаледонских структурных комплексов с Сибирской платформой [6]. Таким образом, намечается очевидная связь формирования кимберлитовых протолитов с процессами тектоно-магматической активизации литосферной мантии, конкретизация которых требует дальнейших более углубленных исследований.



## 2. Изотопный возраст глубинных ксенолитов из кимберлитов Якутии, млн.лет

Порода, литературный источник	Номер образца	Rb-Sr метод		Sm-Nd метод	
		T	$\epsilon_{Sr}(T)$	T	$\epsilon_{Nd}(T)$
<i>Трубка Мир</i>					
Клинопироксенит [24]	ТМ-41			533 (м.и.)	-14,70
Гранатит [24]	ТМ-90			814 (м.и.)	-7,20
«	М-180			787 (м.и.)	+12,00
«	М-54			488 (м.и.)	+13,00
«	Породы			500 (в.и.)	+7,00
Гранатовый вебстерит [14]	Б/н			1223 (м.и.)	-8,64
Лерцолит [22]	М-48-72			1157 (м.и.)	-47,18
Лерцолит [4]	А-246	580 (м.и.)	-4,71	910 (м.и.)	22,52
Лерцолит [3]	М-502-72			836 (м.и.)	17,29
Гранатовый перидотит [5]	Породы	791 (в.и.)	44,47		
Гранатит [5]	«	1220 (в.и.)	-9,49		
Гранатовый серпентинит [5]	«	750 (в.и.)	48,47		
Эклогиты [5]	«	664 (в.и.)	46,00		
<i>Трубка Интернациональная</i>					
Гранатовый лерцолит [5]	75-117	837 (м.и.)	39,56		
<i>Трубка Удачная</i>					
Шпинелевый лерцолит [22]	Uv-87-91			959 (м.и.)	-5,20
Эклогит [22]	Uv-464	1024 (м.и.)	-44,44	1162 (м.и.)	6,28
Эклогит [18]	29			809 (м.и.)	-3,56
«	77			811 (м.и.)	-5,22
«	43	1010 (м.и.)	-6,42		
«	91	1108	27,54		
Гранатовый вебстерит [14]	Uv-22/91			642 (м.и.)	2,19
То же	Uv-143/96			616 (м.и.)	5,42
Гранатовый пироксенит [14]	Uv/m89			582 (м.и.)	-19,19
Гранатовый перидотит [5]	Породы	1213 (в.и.)	-2,91		
То же	«	602 (в.и.)	2,98		
Гранатовый серпентинит [5]	«	863 (в.и.)	68,51		
<i>Трубка Юбилейная</i>					
Серпентинит [5]	«	741 (в.и.)	42,28		
<i>Трубка Комсомольская</i>					
Серпентинит [5]	«	620 (в.и.)	44,49		
«	«	590 (в.и.)	19,87		
<i>Трубка Ленинград</i>					
Серпентинит [5]	«	1313 (в.и.)	18,95		
«	«	1088 (в.и.)	77,61		
<i>Трубка Обнаженная</i>					
Гранатовый пироксенит [20]	47639			1320 (м.и.)	-2,60
Эклогит [20]	47637			674 (м.и.)	-5,50
Гранатовый вебстерит [27]	Б/н			1070 (м.и.)	+3,90
То же	Б/н			1227 (м.и.)	-12,4
<i>Трубка Эвенкийская</i>					
Шпинелевый перидотит [30]	Пс-92/1600	668 (м.и.)	25,6		
Гранатовый пироксенит [30]	Б/н	478 (м.и.)	-4,81		

Примечание: (м.и.), (в.и.) — возраст определен соответственно по минеральной и породной изохронам;  $\epsilon_{Sr}(T)$ ,  $\epsilon_{Nd}(T)$  — отклонение изотопного состава стронция и неодима в породах от таковых в примитивной мантии на момент их формирования.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Агашев А.М., Орихашви Ю., Ватанабе Т.* и др. Изотопно-геохимические характеристики кимберлитов Сибирской платформы в связи с проблемой их происхождения // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 1. С. 90—99.
2. *Балашов Ю.А.* Процессы дифференциации и смешения в верхней мантии: новая модель на базе Sm-Nd — изотопных данных // Докл. РАН. 1996. Т. 343. № 4. С. 513—516.
3. *Гюнтер М., Ягоути Э.* Значение кажущихся Sm-Nd возрастов грубозернистых низкотемпературных гранатовых перидотитов из кимберлитов Якутии // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 216—225.
4. *Журавлев Д.З., Лазыко Е.Е., Пономаренко А.И.* Радиогенные изотопы и редкоземельные элементы в минералах ксенолитов гранатовых перидотитов из кимберлитовой трубки «Мир» // Геохимия. 1991. № 7. С. 982—993.
5. *Зайцев А.И., Ненасев Н.И., Никушиев К.Н., Ковальский В.В.* Эволюция изотопного состава стронция кимберлитовых пород Якутской провинции // Петролого-геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базитовой систем. Якутск, 1985. С. 13—37.
6. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П.* и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 5. С. 21—41.
7. *Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П.* и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394—408.
8. *Неймарк Л.А., Немчина А.А., Розен О.М.* и др. Sm-Nd изотопные системы в нижнекоровых ксенолитах из кимберлитов Якутии // Докл. РАН. 1992. Т. 327. № 3. С. 374—378.
9. *Парсаданян К.С., Журавлев Д.З.* Изотопный состав Sr и Nd, литосферная и сублитосферная природа источников кимберлитов, оливиновых меллититов и толеитовых базальтов Архангельской области // Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 6. С. 807—811.
10. *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.
11. *Фефелов Н.Н., Костровицкий С.И., Заруднева Н.В.* Изотопный состав Pb в кимберлитах России // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 102—107.
12. *Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А.* Поздний докембрий Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1982.
13. *Agachev A.M., Fomin A.S., Watanabe T., Pokhilenko N. P.* Preliminary age determination of recently discovered kimberlites of the Siberian province // 7th Intern. Kimber. Confer. Cape Town, April 1998. Ext. Abstr. 1998. P. 9—10.
14. *Agachev A.M., Watanabe T., Kuligin S.S.* et al. Sr, Nd isotopes in the garnet-pyroxenite xenoliths from Siberian kimberlites: a new insight into lithospheric mantle // 7th Intern. Kimber. Conf., Cape Town, April 1998. Ext. Abstr. 1998. P. 11—13.
15. *Basu A.R., Rubury E., Meynert H., Tatsumoto M.* Sm-Nd, K-Ar and petrologic study of some kimberlites from eastern United States and their implication for mantle evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. Vol. 86. P. 35—44.
16. *Carlson R.W., Pearson D.G., Boyd F.R.* et al. Regional age variation of the Southern African Mantle: Significance for models of lithospheric mantle formation // 7th Intern. Kimberl. Confer. Cape Town, April 1998. Ext. Abstr. 1998. P. 135—137.
17. *Eggler D.H.* Kimberlites: How do they form // Fourth Intern. Kimber. Confer. Ext. Abstr. Series, No 16 Perth, W. Australia. 1986. P. 155—159.
18. *Jacob D.E., Jagoutz E., Lowry D.* et al. Diamondiferous eclogites from Siberia: Remnants of Archean oceanic crust // Geochim. Cosmoch. Acta. 1994. Vol. 58. P. 5191—5207.
19. *Kostrovitsky S.I., Morikiyo T.* Sr, Nd isotopic data of kimberlites and related rocks from North of Yakutian kimberlite province (Russia) // 7th Intern. Kimber. Conf. Cape Town, Ext. Abstr. 1998. P. 466—468.
20. *Mc Culloch M.T.* Sm-Nd systematics in eclogite and garnet peridotite nodules from kimberlites: Implications for the early differentiation of the Earth // Kimberlite and Related Rocks, 1986. Vol. 2. P. 649—686.
21. *Nowell G.M., Kempton P.D., Pearson D.G.* Trace element and isotope geochemistry of Siberian Kimberlites // 7th Intern. Kimber. Conf. Cape Town, Ext. Abstr. 1998. P. 631—633.
22. *Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W.* et al. Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope evidence for thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. Vol. 59. № 5. P. 959—977.
23. *O'Brien H.E., Tyni M.* Mineralogy and geochemistry of kimberlites and related rocks from Finland // Proceedings of the VII the Intern. Kimber. Confer. 1999. Vol. 2. P. 625—636.
24. *Roden M.F., Laszko E.E., Jagoutz E.* The role of garnet pyroxenite in the Siberian lithosphere: Evidence from the Mir kimberlite // Proceedings of the VII the Intern. Kimber. Confer. 1999. Vol. 2. P. 714—720.
25. *Seggale A.G., Hannweg G.W., Colgan E.A., Smith C.B.* The Geology and geochemistry of the Venetian kimberlite cluster, northern province, south Africa // Proceedings of the VII the Intern. Kimber. Confer. 1999. Vol. 2. P. 750—756.
26. *Smith C. B.* Pb, Sr and Nd isotopic evidence for source of southern African cretaceous kimberlites // Nature. 1983. Vol. 304. P. 51—54.
27. *Snyder G.A., Keller R.A., Taylor L.A.* et al. The origin of ultramafic (Group A) eclogites: Nd and Sr isotopic evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // 7th Int. Kimber. Conf. Cape Town, Ext. Abstr. 1998. P. 823—825.
28. *Snyder G.A., Taylor L.A., Beard B.L.* et al. The Diamond-bearing Mir eclogites, Yakutia: Nd and Sr isotopic evidence for a possible to Mid-proterozoic depleted mantle source with Arc affinity // Proceedings of the VII the Intern. Kimber. Confer. 1999. Vol. 2. P. 808—815.
29. *Tompkins L.A., Meyer S.P., Han S.* et al. Petrology and geochemistry of kimberlites from Shandong and Liaoning provinces // Proceedings of the VII the Intern. Kimber. Confer. 1999. Vol. 2. P. 872—882.
30. *Zaitsev A.I., Safronov A.F., Brakhfogel F.F.* Rubidium-Strontium isotope geochemistry of kimberlites and deepseated xenoliths of the Kharamai field, Siberian platform // Sixth Intern. Kimber. Confer. Novosibirsk, August, 1995. Ext. abstr. 1995. P. 678—679.

УДК 532.323.6:549.211(571.56)

© 3.А.Алтухова, Ю.П.Барашков, 2001

**Кристалломорфологические типы алмазов из автолитов, массивной и автолитовой кимберлитовых брекчий Якутии**

3.А.АЛТУХОВА, Ю.П.БАРАШКОВ

По текстурным особенностям среди кимберлитовых брекчий выделены **автолитовые (КБА) и массивные (КБМ)** разновидности. Впервые проведено раздельное крупнообъемное опробование однородных петрографических разновидностей кимберлитовых брекчий и автолитов. Среди последних были опробованы следующие петрографические типы.

Ядерные автолиты округлой формы и размером 3—5 см (рис. 1, а—в). Их отличает наличие ядра в центральной части, вокруг которого образуются афировые оболочки, иногда с концентрической или слоистой текстурой. В виде ядер преобладают мелкие ксенолиты осадочных пород и зерна серпентинизированного оливина. Типоморфный

признак ядерных автолитов — высокое содержание магнетита.

Безъядерные автолиты представляют собой обломки кимберлитового состава (см. рис. 1, г, д). По размерам порфиловых выделений они подразделены на крупно-, средне- и мелкопорфировые разновидности. Автолиты без макроскопических вкраплеников отнесены к афировым. В обоих типах автолитов по степени проявления наложенных процессов выделены серпентинизированные и карбонатизированные.

В данной статье изложены результаты исследования алмазов из автолитов, массивных и автолитовых кимберлитовых брекчий трубок Дальняя, Зарница, Удачная, Комсо-



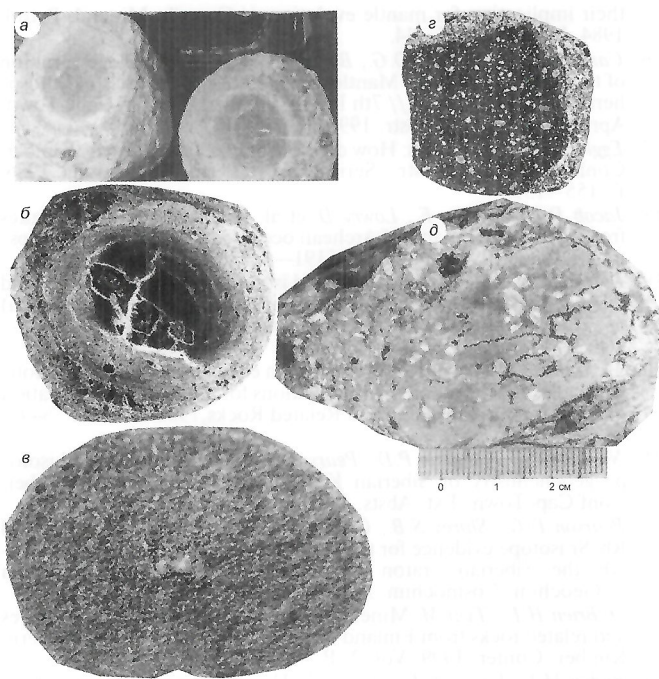


Рис. 1. Автолиты трубки Удачная:

*a* — автолиты ядерные неравномерно карбонатизированные; те же автолиты в разрезе; *b* — ядро автолита — ксенолит осадочной породы; *c* — серпентинизированный оливин, размером 0,9 см; автолиты безъядерные; *d* — крупнопорфиновые, *e* — мелкопорфиновые

мольская для установления степени их алмазоносности. На первом этапе работ масса проб составляла 5—10 кг, в последующие годы изменялась от 900 до 4000 кг. В общей сложности из 10 трубок были извлечены около 4000 алмазов. Их описание проводилось в лабораториях г. Мирный, п. Айхал, г. Якутск.

**Трубка Дальняя.** Алмазы из *оболочек ядерных автолитов* представлены мелкими ( $-1+0,5$ ;  $-0,5+0,25$  и  $-0,25+0,1$ ) бесцветными прозрачными октаэдрами без трещин, уплощенными по третьей оси, иногда сдвойникованными по шпинелевому закону. Монокристаллы характеризуются полицентрически растущими гранями, а на гранях двойников заметна сноповидная штриховка. В октаэдрах содержатся включения преимущественно оливина и хромита. В ядерных автолитах, по сравнению с КБМ, резко увеличивается количество мелких плоскогранных октаэдров с острыми или слегка притупленными гранями, но общее содержание алмазов в них заметно ниже.

Среди алмазов из *КБМ* преобладают плоскогранные и округло-ступенчатые октаэдры и кристаллы переходной формы со сноповидной и занозистой штриховкой, с полицентрическими гранями. Кроме того, в КБМ наблюдается повышенное содержание окрашенных кубов II и III разновидностей, алмазов в оболочке и трещиноватых кристаллов. Алмазы мелких классов крупности представлены преимущественно уплощенными по третьей оси додекаэдроидами. Целые кристаллы бесцветны и прозрачны, а обломки окрашены в коричневые тона разной интенсивности. На гранях обломков кристаллов отмечены очень тонкая шагрень и полосы пластической деформации. Грани целых кристаллов покрыты черепитчато-шестоватыми узорами.

Алмазы из *КБА* этой трубки представлены преимущественно додекаэдроидами. Реже отмечены кристаллы переходной формы и октаэдры, нередко с многочисленными глубокими трещинами. Додекаэдроиды в большинстве случаев целые, бесцветные, прозрачные, округлые, без трещин. Кристаллы характеризуются несовершенной и

весьма несовершенной формами из-за уплощения по третьей оси. Грани додекаэдроидов покрыты черепитчато-шестоватыми узорами или очень тонкой шагренью и полосами пластической деформации. В пробах интенсивно карбонатизированной *КБА* отмечена тенденция увеличения количества додекаэдроидов.

**Трубка Зарница.** Алмазы из *оболочек ядерных автолитов* представлены единичными мелкими, прозрачными кристаллами ромбододекаэдрического габитуса с занозистой штриховкой, иногда в виде полупрозрачных параллельных сростков с протоматическим сколом. Максимальная степень алмазоносности (1,03 кар/т) в данной трубке отмечена в *порфиновых автолитах*. Преобладающие размеры автолитов 15×25 см. Как мелкие, так и крупные алмазы характеризуются плохой сохранностью. Крупный единичный кристалл алмаза ( $-4+2$ ) представляет собой полупрозрачный додекаэдроид в виде параллельного сростка с протоматическим сколом и поверхностными трещинами. Степень дымчатости средняя, на ребрах наблюдается занозистая штриховка. Мелкие ( $-0,5+0,25$ ) кристаллики алмазов представлены прозрачными октаэдрами без трещин с параллельной штриховкой, иногда в виде неправильных сростков.

В серпентинизированных и карбонатизированных *порфиновых автолитах* алмазы ситового класса  $-1+0,5$  представлены целыми бесцветными, прозрачными кристаллами переходной формы, уплощенными по третьей оси. Встречаются также неправильные сростки с параллельной штриховкой и единичными поверхностными трещинами. Алмаз кубической формы прозрачный, сдвойникован по шпинелевому закону, с протоматическим сколом. Крупный кристалл алмаза ( $-2+1$ ) имеет форму поликристаллического сростка, сильно дымчатый, с многочисленными глубокими трещинами.

*КБА*, несмотря на более весомую пробу (532 кг), характеризуется низкой степенью алмазоносности (0,043 кар/т). Среди алмазов резко преобладают кристаллы ромбододекаэдрического габитуса ситового класса  $-1+0,5$  округлой формы с очень тонкой шагренью и полосами пластической деформации. Кристаллы прозрачны, уплощены по третьей оси, трещины отсутствуют. Редкие октаэдры отмечены в виде полупрозрачных неправильных сростков с протоматическими сколами, занозистой штриховкой и единичными поверхностными трещинами. Кристаллы переходной формы, нередко с протоматическими сколами и полицентрически растущими гранями, прозрачны, без трещин. Следы интенсивного воздействия эпигенетических процессов хорошо заметны на крупных кристаллах ромбододекаэдрического габитуса в виде многочисленных глубоких трещин.

**Трубка Комсомольская.** Проведено сравнение алмазоносности *безъядерных автолитов и КБА* в горизонтальном разрезе. Масса проб 40—180 кг. Содержание алмазов в автолитах составляет 1,2; 0,34 и 0,23 кар/т, в то время как во вмещающей породе массой 120—140 кг присутствовали либо мелкие единичные алмазы, либо их содержание составляло не более 0,12 кар/т (рис. 2). Отличительная особенность алмазов из *КБА* — высокое содержание среди них обломков. В отдельных пробах *порфиновых автолитов*, несмотря на малую массу проб (41 кг), зафиксированы крупные алмазы ситового класса  $-4+2$ . В остальных пробах порфиновых автолитов, масса которых составляет 183 кг, преобладают алмазы размерностью  $-2+1$ . Среди алмазов, извлеченных из всех типов автолитов и вмещающей автолитовой кимберлитовой breccia, преобладают октаэдры. В подчиненном количестве отмечены алмазы переходной формы, додекаэдроиды встречаются в незначительном количестве. Октаэдры плоскогранные с острыми и слегка притупленными гранями, параллельной штриховкой. Преобладающее количество алмазов относится к прозрачным, бесцветным, редко «чис-



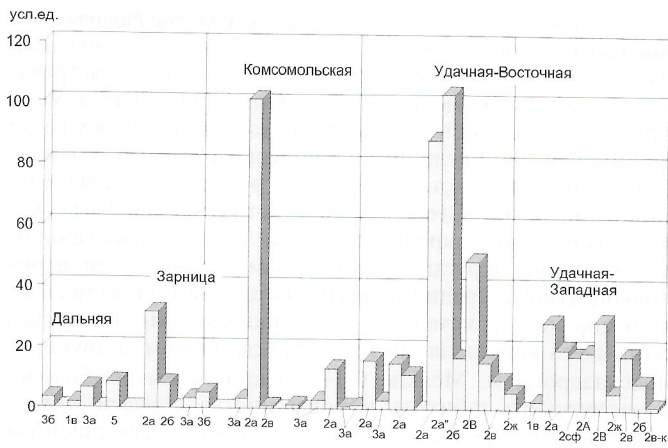


Рис. 2. Содержание алмазов (усл.ед.) в автолитах, массивной и автолитовой кимберлитовых брекчиях трубков Дальняя, Зарница, Комсомольская, Удачная:

1в — автолиты ядерные, размером 2—5 см; автолиты безъядерные: 2а — порфиновые серпентинизированные, 2а'' — те же, частично карбонатизированные, 2сф — те же, с сульфидной минерализацией, 2б — те же, интенсивно карбонатизированные, 2ж — те же, ожелезненные в меньшей степени, 2А — крупнопорфиновые, 2в — афировые, 2в-к — те же, карбонатизированные, 2В — олигофиновые; автолитовая кимберлитовая брекчия: 3а — в меньшей степени карбонатизирована, 3б — интенсивно карбонатизирована; 5 — массивная кимберлитовая брекчия

той воды» камням. Кристаллы переходной формы нередко окрашены в коричневый цвет, прозрачны и полупрозрачны, характеризуются полицентрически растущими гранями

и занозистой штриховкой, имеют протоматматические сколы. Додекаэдровиды округлые, чаще крупные (–4+2; –2+1), расколотые, с единичными, глубокими трещинами, тонкой шагренью и полосами пластической деформации. Включения представлены рудным минералом и оливином. Сравнение крупнообъемных проб автолитов и вмещающей их КБА показало четкое различие качества алмазов. В автолитах алмазы чаще всего крупные и целые, тогда как во вмещающей брекчии — мелкие, но их количество больше.

**Трубка Удачная-Восточная.** В порфиновых автолитах с неизменным оливином установлена высокая степень алмазоносности, которая определяется присутствием очень крупных кристаллов и ураганным содержанием алмазов мелких классов (Алтухова, Барашков, 1997). Алмазы из этой пробы представлены в равных количествах (26—27%) октаэдрами, кристаллами переходной формы и незаконченными сростками (таблица). По сравнению с вмещающей их кимберлитовой брекчией в составе таких автолитов сохраняются алмазы класса –16+8, в три раза выше содержание алмазов класса –2+1 и в семь раз классов –0,5+0,25 и –0,25+0,12. Во вмещающей порфиновые автолиты КБА содержится в два раза меньше октаэдров и соответственно в два раза больше округлых кристаллов. В составе данной разновидности отмечены высокое содержание сростков, двойников и додекаэдров, а также присутствие комбинационных кристаллов. На контакте КБА с мраморизованным доломитом увеличивается количество кристаллов стально-серого цвета и в три раза повышается содержание желтых алмазов.

В порфиновых автолитах с серпентинизированным оливином 46% алмазов составляют целые кристаллы. Половина алмазов имеет форму додекаэдров, четвертая

**Кристалломорфологические типы алмазов в кимберлитовых брекчиях трубки Удачная, %**

Разновидность	Кристалломорфологические типы							Окраска*		Включения*	
	Масса проб, кг	Октаэдры	Переходные	Округлые	Додекаэдровиды	Двойники	Сростки	Табачные	Стально-серые	Оливин	Графит
<i>Удачная-Восточная</i>											
Массивная оливинсодержащая кимберлитовая брекчия	3925	25	16	13	10	11	24	35	21	7	49
Автолиты порфиновые:											
оливинсодержащие	837	26	26	8	7	7	26	22	10	12	52
вмещающая их брекчия	1435	18	21	13	10	14	24	26	10	Не обн.	48
серпентинизированные	894	26	17	12	14	7	24	35	19	21	42
карбонатизированные	1008	26	12	6	5	16	34		28	10	64
<i>Удачная-Западная</i>											
Массивная кимберлитовая брекчия серпентинизированная	4164	19	19	22	16	7	16	24	13	12	37
Автолиты порфиновые:											
серпентинизированные	691	24	27	21	6	4	16	27	19	10	48
карбонатизированные	939	14	9	11	29	2	35	32	25	9	52
Вмещающая их брекчия	4014	13	22	23	14	5	23	27	16	7	44
Автолиты афировые	240	50	12	Не обн.	12	Не обн.	25	37	12	25	37
Вмещающая их брекчия	4013	17	18	26	8	4	19	20	14	2	50
Гранатовый серпентинит	22	Не обн.	40	40	20	Не обн.	Не обн.	60	20	80	Не обн.

\* Содержание от общего количества алмазов, %.



часть представлена кристаллами переходной формы, двойники редки. Среди мелких алмазов наиболее распространены октаэдры.

В пробе КБМ этой трубки целые кристаллы составляют примерно половину всех алмазов и представлены октаэдрами и сростками, находящимися в равных количественных соотношениях. Большая часть алмазов этой пробы окрашена в табачный цвет и содержит в виде включений графит.

По сравнению с КБМ в автолитовой разновидности выше содержание октаэдров и существенно меньше кристаллов переходной формы. Среди алмазов КБА заметно уменьшается количество октаэдров с полицентрическими гранями и додекаэдров с занозистой штриховкой, а также двойников, сростков, иногда агрегатов.

**Трубка Удачная-Западная.** Сравнительный анализ распределения главных морфологических типов алмазов в разновидностях *порфириновых автолитах* показал следующие закономерности. В *крупнопорфириновых автолитах* примерно две трети алмазов представлены кристаллами ромбододекаэдрического габитуса (рис. 3). Октаэдры, кристаллы переходной формы и кубы составляют одну треть общего количества алмазов. Среди всех морфологических типов преобладают обломки с протоматматическими сколами и расколотые кристаллы. Количество целых алмазов составляет 30%. Большинство кристаллов бесцветно и прозрачно. В отличие от других автолитов здесь отмечено повышенное содержание алмазов коричневого цвета. Поликристаллические и параллельные сростки додекаэдров, а также кристаллы с вростками минералов полупрозрачны со средней степенью дымчатости. Среди октаэдров отмечены двойники по шпинелевому закону со сноповидной штриховкой. Монокристаллы октаэдров и кристаллы переходной формы характеризуются занозистой штриховкой. Таким образом, характерная особенность крупнопорфириновых автолитов — высокое содержание алмазов с протоматматическими сколами. Большинство алмазов (27—35%) окрашено в табачный цвет. Алмазы стально-серого цвета составляют 10%. Среди включений в изученных алмазах из автолитов преобладает графит (52%), хромит и оливин составляют 10%.

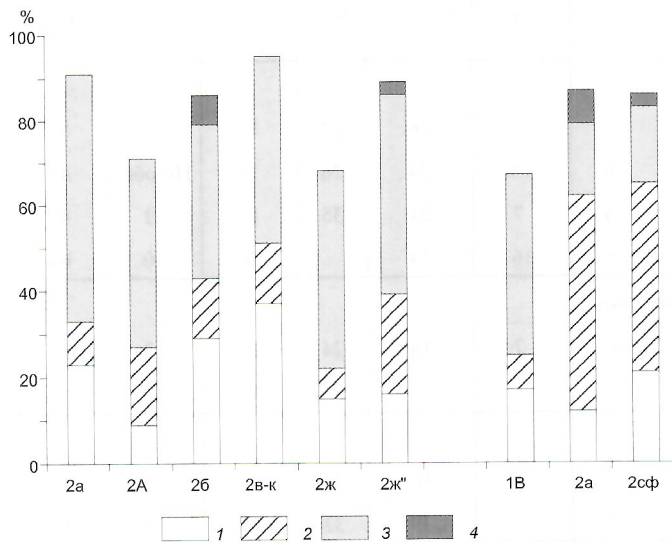


Рис. 3. Содержание морфологических типов алмазов в автолитах трубки Удачная на глубине 100 м, %:

1 — октаэдры; 2 — переходные; 3 — додекаэдровидные; 4 — кубы; 1В — автолиты ядерные, размером 50—70 см в диаметре с афировой структурой; 2ж'' — порфириновые безъядерные автолиты, ожелезненные в большей степени; остальные условные обозн. см. на рис. 2

Среди алмазов, извлеченных из *среднепорфириновых автолитов*, преобладают бесцветные кристаллы переходной формы и октаэдры (см. таблицу). Додекаэдровидные встречаются редко, а кубы единичны. Октаэдрические алмазы прозрачны или чистой воды, тогда как алмазы переходной формы нередко представлены полупрозрачными и непрозрачными поликристаллическими сростками с параллельной штриховкой. Степень дымчатости средняя. Алмаз кубической формы окрашен в желтый цвет. Додекаэдровидные представлены округлыми кристаллами с занозистой штриховкой. Иногда среди них встречаются единичные псевдогемиморфные кристаллы — «двуликие янусы», в которых одна часть кристалла представлена октаэдром, а другая — додекаэдром. Мелкие (−1+0,5) кристаллы ромбододекаэдрического габитуса в большинстве случаев целые, округлые, без трещин. Форма кристаллов несовершенная вследствие уплощения по третьей оси или удлинения по четвертой. Среди алмазов фракции −0,5+0,25 преобладают обломки или расколотые кристаллы. Практически все алмазы бесцветны, прозрачны или «чистой воды», в т.ч. и параллельные сростки. Единичны находки алмазов желтого и коричневого цветов.

Содержание алмазов в *мелкопорфириновых автолитах* составляет 0,67 кар/т. Среди них преобладают кристаллы, размером −1+0,5 и −0,5+0,25, третья часть представлена алмазами размерностью −2+1. Среди последних количество кристаллов с протоматматическими сколами достигает 60%. Додекаэдровидные, октаэдры и кристаллы переходной формы присутствуют в равных количествах. Форма кристаллов несовершенная и весьма несовершенная из-за уплощения по третьей оси. Алмазы бесцветные и коричневые, но прозрачные, иногда «чистой воды», в единичных случаях непрозрачные, без трещин. Додекаэдровидные чаще всего имеют занозистую штриховку и полицентрически растущие грани. На октаэдрах присутствует параллельная штриховка. Отдельные алмазы переходной формы характеризуются блоковой скульптурой. На некоторых кристаллах заметны шрамы.

В *афировых автолитах* 90% составляют алмазы, размером −1+0,5. На долю алмазов ситового класса −2+1 приходится только 10%, из которых три четверти представлены обломками. Среди мелких алмазов (−1+0,5) целые кристаллы составляют 40%. Из них половина — октаэдры, остальные представлены додекаэдровидными, кристаллами переходной формы, кубами, сростками и двойниками. Сростки представляют собой сильно графитизированный технический борт. Среди включений в алмазах преобладают графит и алмаз. Значительное количество алмазов (35%) относится к бесцветным, часто встречаются кристаллы стально-серого, редко табачного цвета. Среди додекаэдровидных иногда отмечены кристаллы типа «двуликий янус».

В крупном *ядерном автолите*, диаметром 70 см и массой 106 кг присутствуют алмазы ромбододекаэдрического и октаэдрического габитусов ситовых классов −1+0,5 и −0,5+0,25. Содержание алмазов в нем составило 0,04 кар/т. Додекаэдровидные имеют округлую форму с полицентрически растущими гранями. На гранях отмечены очень тонкая шагрень и полосы пластической деформации. Плоскогранные октаэдры представлены кристаллами с острыми и притупленными гранями. Форма всех кристаллов весьма несовершенная, определяемая уплощением по третьей, реже искажением по второй оси. Большая часть кристаллов прозрачна, редко встречаются мелкие октаэдры «чистой воды». Дымчатость средняя. Трещины на поверхности всех типов кристаллов алмаза не отмечены.

Основные морфологические типы алмазов в *КБМ* находятся в равных соотношениях (см. таблицу). В отличие от КБМ трубки Удачная-Восточная среди алмазов значительно реже отмечаются кристаллы с включениями графита.



В **КБА** содержится в два раза меньше октаэдров алмаза и больше додекаэдров, чем в порфириновых автолитах.

Анализ распределения алмазов по петрографическим разновидностям кимберлитов в изученных трубках показывает значительную вариацию содержания и соотношения морфологических форм кристаллов.

В трубке Дальняя содержание алмазов в КБМ в четыре раза превышает таковое в КБА (см. рис. 2). При этом количество алмазов в интенсивно карбонатизированной КБА уменьшается в два раза и более и среди них увеличивается содержание додекаэдров. Высокое содержание ядерных автолитов определяет увеличение мелких октаэдров в КБА. Убогая алмазоносность ядерных автолитов объясняется мелкими размерами кристаллов алмаза (менее 1 мм). Изучение морфологических особенностей алмазов из оболочек ядерных автолитов не показало каких-либо отличий от алмазов других петрографических разновидностей.

В кимберлитовой трубке Зарница максимальное содержание алмазов установлено в серпентинизированных порфириновых автолитах. В карбонатизированных разновидностях автолитов алмазоносность уменьшается (см. рис. 2). По сравнению с порфириновыми автолитами вмещающая их КБА характеризуется меньшим содержанием алмазов. Крупные кристаллы алмаза сохранились в порфириновых автолитах.

Автолиты и вмещающая КБА в трубке Комсомольская различаются содержанием алмазов, размерами и количественными соотношениями главных морфологических типов алмаза. Высокое содержание алмазов установлено в порфириновых автолитах. Алмазоносность КБМ и КБА существенно ниже, чем в порфириновых автолитах. Афириновые автолиты характеризуются низкой степенью алмазоносности и преобладанием мелких алмазов.

В отличие от других кимберлитовых тел в трубке Удачная отмечено разнообразие структурных разновидностей автолитов, в той или иной степени серпентинизированных и карбонатизированных. Распределение алмазов в восточном и западном телах этой трубки различно (см. рис. 3). Максимальное содержание алмазов установлено в порфириновых автолитах с неизменным оливином в трубке Удачная-Восточная. В карбонатизированных разновидностях этих автолитов количество алмазов уменьшается в два раза и более. В западном теле содержание алмазов в порфириновых автолитах значительно выше, чем в ядерных разновидностях.

Из сказанного можно сделать следующие выводы. Изученные петрографические разновидности кимберлитов различаются содержанием и соотношением морфологических типов кристаллов алмаза.

Высокое содержание алмазов, в т.ч. крупных ситовых классов характерно для КБМ и порфириновых автолитов.

В зависимости от преобладающей роли морфологических типов алмазов в каждой трубке в составе оболочек ядерных автолитов могут быть октаэдры (Дальняя) или додекаэдровиды (Зарница).

В карбонатизированных автолитах по сравнению с серпентинизированными зафиксировано уменьшение содержания всех морфологических типов алмазов за исключением октаэдров.

Полученные данные могут быть использованы при разработке методов избирательного обогащения кимберлитовых брекчий. Высокоалмазоносные автолиты, а также блоки массивных кимберлитовых брекчий интересны с точки зрения обнаружения в их составе крупных алмазов, максимально высокого содержания мелких алмазов, определенных морфологических типов алмазов, двойников.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ «Арктика» (грант № 01-05-96220).*

## Особенности химического состава апатита из интрузивных кимберлитов Якутии

О.Б.ОЛЕЙНИКОВ

Апатит — постоянный аксессуарный компонент кимберлитовых пород. Однако информация о его химическом составе ограничена единичными рентгеноспектральными данными для кимберлитов группы I трубок Бенфонтейн, Весселтон (ЮАР), кимберлитов Орророо (Австралия) и кимберлитового проявления Китая [3]. Детальнее изучен апатит из кимберлитов группы II ЮАР (пять трубок) [4]. Для кимберлитовых пород Якутской провинции имеются только данные по химическому составу минерала, полученные с помощью методов прямого весового, колориметрического, спектрофотометрии пламени для навесок зерен минерала [1]. Однако имеющиеся данные свидетельствуют о присутствии в составе апатита различных примесных компонентов, диапазон содержаний которых указывает на возможность установления типохимических особенностей минерала кимберлитов.

В настоящей работе обсуждаются результаты микронного анализа отдельных зерен апатита, отобранных из протоочных проб интрузивных кимберлитов. Видовой состав пород включает практически весь спектр петрографических разновидностей кимберлитовых пород интрузивной фации [2]. Объектами исследования были 12 даек и штук трех кимберлитовых полей (таблица).

Апатит в интрузивных кимберлитах присутствует постоянно в количестве, как правило, менее 1%. В протоочных пробах минерал встречен в виде фрагментов водяно-про-

зрачных кристаллов призматического габитуса с разной степенью удлинения (от 1:3 до 1:10) или в форме радиально-лучистых сферолитовых агрегатов белого цвета, сложенных игольчатыми зернами. Размер поперечного сечения отдельных кристаллов не превышает 0,3 мм, диаметр агрегатов 0,8 мм. Только в трех объектах (дайки Мальвина, Ольховая и Укукит) на поверхности некоторых зерен отмечены следы коррозии. В апатите дайки Великан I встречены включения магнетита и пикотита, а в минерале из дайки Ольховая — перовскита. Размер включений не превышает 10 мкм.

Определение химического состава апатита проводилось рентгеноспектральным методом на микроанализаторе JXA-8800 в Центральной аналитической лаборатории Ботубинской экспедиции АК «АЛРОСА», аналитик А.С.Иванов. Чувствительность анализа для компонентов химического состава минерала составляет (в %): F 0,02; Cl 0,007; Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,03; La<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,03; Na<sub>2</sub>O 0,02; SiO<sub>2</sub> 0,02; SO<sub>3</sub> 0,04; BaO 0,05; SrO 0,02. Всего проанализированы 54 зерна. Кроме того, минералы-включения в апатите исследовались на микроанализаторе «Камебакс микро» в лаборатории рентгеноспектральных методов анализа ИГАБМ СО РАН, аналитик Н.В.Лескова.

Изучение химического состава апатита из интрузивных кимберлитов показало, что помимо основных компонентов



Представительные составы апатита из интрузивных кимберлитов, %

Структура	Порода	Номер образца	CaO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F	Si <sub>2</sub> O	SrO	BaO	Na <sub>2</sub> O	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub>	Cl	Сумма
Шток Серый*	Монтчеллитовый альнеит	1 <sup>1</sup>	54,51	37,92	2,05	0,99	0,41	0	0,12	0	0	0	0,01	96,01
		2	54,43	38,29	2,41	0,80	0,42	0,07	0,09	0	0,03	0,07	0	96,61
Дайка Ольховая**	Пироксен(?) - флогопитовый кимберлит	3	56,35	40,73	2,48	0,40	0,56	0	0,07	0	0	0,01	0	100,59
		4	56,27	38,90	2,44	1,03	0,34	0,04	0	0,02	0,03	0,11	0,01	99,17
		5 <sup>1</sup>	56,88	39,51	2,16	0,82	0,63	0	0,36	0,02	0	0,08	0,02	100,48
Дайка Мальвина**		6	56,04	38,18	2,35	1,20	0,53	0,08	0,02	0	0	0,09	0,03	98,51
		7	54,74	38,97	2,10	0,68	0,84	0	0,07	0,14	0,01	0,03	0	97,58
Дайка Белка**		8	57,10	40,13	2,21	1,21	0,39	0,03	0,07	0	0,05	0,18	0,03	101,39
		9	54,58	36,01	2,04	1,15	2,37	0,11	0,43	0	0,04	0,03	0	96,75
Дайка Великан I*	Флогопит-серпентин-карбонатный кимберлит	10	56,09	38,74	2,17	1,12	0,84	0,01	0,18	0	0	0,04	0	99,19
		11	53,98	40,71	2,23	0,12	1,10	0,21	0,09	0,05	0,15	0,12	0,04	98,79
		12	54,74	41,66	2,43	0,09	1,13	0,43	0,08	0,04	0,15	0,06	0,05	100,84
		13 <sup>1</sup>	55,85	39,24	2,38	0,64	0,73	0	0,06	0,05	0,04	0,02	0	99,02
Дайка Великан II*		14	54,51	40,44	2,22	0,16	1,11	0,15	0,07	0,04	0,09	0,09	0,04	98,91
		15	55,53	39,15	2,39	0,48	0,71	0,08	0,09	0,12	0	0	0	98,54
Дайка Ан-30*		16	56,35	38,02	2,35	0,80	0,80	0,07	0,09	0,09	0,11	0,06	0,03	98,76
Дайка Ан-36*		17	54,19	39,64	2,25	0,80	1,24	0	0,17	0,02	0,09	0,02	0	98,42
Дайка Ан-43*		18 <sup>1</sup>	55,14	39,02	2,28	0,38	0,80	0	0,04	0,05	0	0,03	0,01	97,75
Дайка Укукит II***		19	54,83	39,29	2,12	0,70	0,99	0	0,10	0	0,01	0,01	0	98,06
Дайка Ан-195***	Апомелилитовый альнеит	20	56,61	37,44	2,26	2,38	0,49	0,03	0,19	0,06	0,04	0,08	0	99,57
		21	55,46	38,64	2,36	0,87	1,00	0,14	0,08	0,04	0,03	0,07	0	98,69
Дайка Укукит***	Флогопит-карбонатный кимберлит	22	55,45	36,15	1,95	2,31	0,57	0,04	0,20	0,04	0,02	0,01	0,04	96,79

\*Куюйское, \*\*Мерчимденское, \*\*\*Восточно-Укукитское кимберлитовые поля; 1<sup>1</sup>, 5<sup>1</sup>, 13<sup>1</sup>, 18<sup>1</sup> — игольчатые зерна из радиально-лучистых сферолитовых агрегатов.

в минерале постоянно присутствуют SiO<sub>2</sub>, SrO и Na<sub>2</sub>O. Другие примеси: BaO, La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SO<sub>3</sub> в пределах чувствительности метода зафиксированы только в отдельных зернах (таблица).

Содержание F в изученных зернах составляет 2–2,5%, что сопоставимо с данными для минерала из кимберлита группы I трубки Бенфонтейн (2,37%), кимберлита Китая (2,24%) [3] и с данными, полученными колориметрическим методом для навесок фосфата из кимберлитовых брекчий Якутии (1,6–2,4%) [3], но значительно ниже концентрации F в апатите из лампроитов (2–7%) [4].

Количество SiO<sub>2</sub> в апатите из интрузивных кимберлитов изменяется от 0,1 до 2,7%, причем значительные вариации характерны и для зерен минерала из одного тела. Так, например, в апатите из кимберлита дайки Великан I содержание SiO<sub>2</sub> составляет 0,1–1,1%, а в минерале из апомелилитового альнеита дайки Ан-195-II 0,9–2,4%. Максимальные концентрации SiO<sub>2</sub> установлены для минерала из апомелилитового альнеита дайки Ан-195-II и слюди-сто-карбонатного кимберлита дайки Укукит, которые в восьми случаях из одиннадцати превышают 2%, тогда как в апатите из других тел содержание SiO<sub>2</sub> не превышает 1,3%. Полученные значения находятся в пределах, установленных для кимберлитов и лампроитов Австралии и кимберлитов групп I и II [3, 4].

Содержание SrO в изученных зернах составляет 0,3–1,2%, и только в одном случае (дайка Белка) его концентрация достигает 2,4%. Установленные значения перекрывают таковые для апатитов из кимберлитовых брекчий Якутии (0,3–0,6%), полученные спектрофотометрическим методом [1], и сопоставимы с содержаниями в минерале из кимберлита группы I трубки Бенфонтейн (0,58%)

и кимберлита Австралии (0,68%) [3]. В то же время, они в целом существенно ниже таковых для призматических зерен апатита из кимберлитов группы II (1,3–5,4%) и лампроитов (1–6%) [4].

Количество Na<sub>2</sub>O в апатите из интрузивных кимберлитов, как правило, не превышает 0,2%, хотя иногда достигает 0,4%. При этом содержание компонента в зернах одной пробы может изменяться (например, в дайке Ольховая) от 0 до 0,3%.

Присутствие BaO установлено только в единичных случаях при максимальном содержании 0,4% (дайка Великан I), что сопоставимо с данными, полученными для минерала из кимберлитов групп I и II, но ниже концентрации BaO в апатите из лампроитов [4].

В редких зернах установлены значимые содержания La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cl и SO<sub>3</sub>.

Состав минералов-включений в апатите соответствует таковому минералов-оксидов мезостазиа кимберлитов, что свидетельствует об образовании призматических зерен фосфата на позднемагматическом этапе кристаллизации кимберлитового расплава. Так, магнетит из апатита кимберлита дайки Великан I содержит (в %): Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1,3; MgO 5,7; TiO<sub>2</sub> 3. В пикотите установлены (в %): Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 42; MgO 24,1; FeO 24,1; TiO<sub>2</sub> 6,3.

Таким образом, изучение апатита из интрузивных кимберлитов Якутии показало отсутствие каких-либо значимых отличий химического состава минерала из различных типов пород, слагающих тела в пределах трех кимберлитовых полей. Не установлено различий и в химическом составе между зернами призматического габитуса и игольчатыми выделениями из радиально-лучистых агрегатов. Такие особенности, по-видимому, объясняются тем, что апатит — не



основной минерал концентратор  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{SrO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{BaO}$ ,  $\text{La}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  и  $\text{SO}_3$  в изученных породах. Отмеченные вариации примесных компонентов, как в пределах всей выборки, так и среди зерен, отобранных из одной пробы, свидетельствуют о позднемагматическом образовании минерала в условиях быстрой кристаллизации кимберлитового расплава в пределах тел небольшого объема.

Отличия в составах апатита интрузивных кимберлитов Якутской кимберлитовой провинции и кимберлитов группы II и лампроитов указывают на наличие типохимических особенностей минерала, позволяющих привлекать примесный состав данного фосфата для решения формационных задач при изучении таких «родственных» щелочно-ультраосновных платформенных магматитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильева З.В. Апатиты из кимберлитов и близких к ним пород Якутии // Изв. АН СССР. Серия Геол. 1976. № 3. С. 74–82.
2. Корнилова В.П., Никишов К.Н., Ковальский В.В., Зольников Г.В. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород. — М.: Наука, 1983.
3. Mitchell R.H. Kimberleites. — New York: Plenum Press, 1986.
4. Mitchell R.H. Kimberleites, orangeites and related rocks. — New York: Plenum Press, 1995.

УДК 552.321.6(571.56)

© А.В.Округин, О.В.Королева, 2001

## Геологическое положение и состав раннерифейских перидотит-габбровых массивов Туюканского комплекса Патомского нагорья

А.В.ОКРУГИН, О.В.КОРОЛЕВА

Южное складчатое обрамление Сибирской платформы характеризуется наличием широкого спектра различных по возрасту и формационному типу ультрабазит-базитовых комплексов, которые представляют интерес не только с точки зрения их потенциальной разнообразной рудоносности, но и в петрологическом отношении для реконструкции геодинамических режимов различных структур. В связи с этим в данной статье рассматривается геологическое положение и вещественный состав редких и слабо изученных тел перидотит-габбровых пород, залегающих в нижнерифейских толщах северо-запада Патомского нагорья (рис. 1).

Байкало-Патомский прогиб, составляющий внешний пояс байкалид [10], выполнен главным образом протерозойско-рифейскими карбонатно-терригенными осадками. Цепь осевых поднятий (Чуйское, Тонодское, Нечерское), сложенная нижнепротерозойскими отложениями, разделяет пояс на два краевых прогиба: Патомский, примыкающий к платформе, и Олоkitско-Бодайбинский, граничащий с Байкало-Муйским офиолитовым поясом [4].

В междуречье Большой Патом—Большой Туюкан в пределах Туюканской антиклинали, расположенной к северо-западу от Тонодского поднятия, обнажены отложения медвежеской свиты. Данная свита, выделяемая с 1960 г. в составе среднепротерозойских толщ Северо-Байкальского нагорья, сложена хлоритизированными и эпидотизированными метадиабазами и метапорфиритами с прослоями зеленых песчаников, туфопесчаников и туфолов [6]. Наиболее полный разрез данной свиты мощностью 2400 м описан по водоразделу р.Багытах (приток р.Большой Туюкан). Здесь в ядре Туюканской (Быстринской) антиклинали (снизу вверх), по В.А.Баранову [6], вскрыты метаморфизованные в зеленосланцевой фации аркозовые песчаники с горизонтами метадиабазов и инъекциями гранитов ирельского комплекса (200 м), аркозовые песчаники и гравелиты (1600 м), эффузивы основного состава с прослоями алевролитов и песчаников (350–500 м). Обломочный материал в песчаниках слабо окатан и плохо рассортирован, а в конгломератах присутствуют розовато-серые гальки гранитов, сходные с нижнепротерозойскими гранитоидами чуйско-коддарского комплекса.

Проведенные нами детальные исследования показали, что распространенные среди отложений медвежеской свиты магматиты представлены амфиболизированными габброидами и ассоциирующими с ними серпентинизированными перидотитами. Данные ультрабазит-базитовые ассоциации залегают в виде межпластовых тел мощностью

от первых десятков до 300 м и протяженностью от нескольких до 40 км, которые объединены в Туюканский комплекс. Геологические возрастные границы массивов Туюканского комплекса определяются развитием во вмещающих терригенных породах эпидозитов и роговиков, а также присутствием галек, подобных габбро-диабазам в базальных конгломератах патомской серии рифея, залегающих

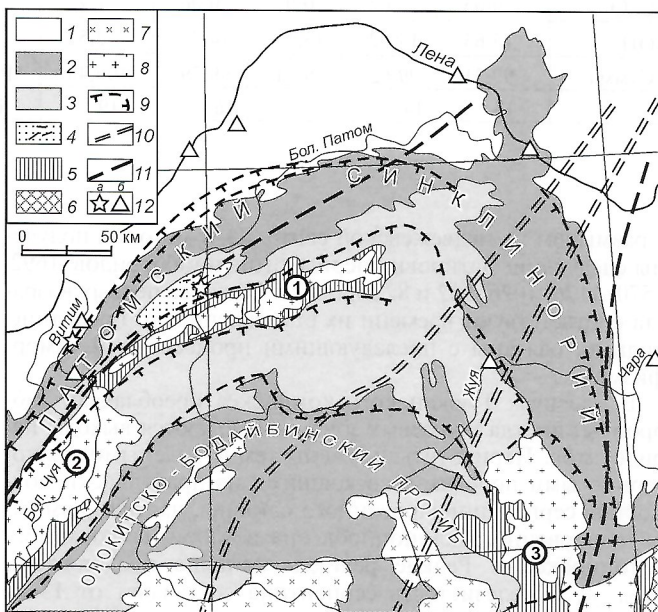


Рис. 1. Схема расположения перидотит-габбровых массивов Патомского нагорья, составлена с использованием материалов работ [6, 8, 10] и др.:

1 — чехол Сибирской платформы; 2 — верхнерифейские терригенно-карбонатные отложения; 3 — среднерифейские терригенные толщи; 4 — терригенно-вулканогенные породы медвежеской свиты нижнего рифея с телами перидотит-габбровых пород; 5 — нижнепротерозойские толщи; 6 — выходы архейского фундамента; 7 — палеозойские граниты; 8 — протерозойские гранит-плаггиогранитовые комплексы; 9 — надвиги; 10 — контуры погребенной рифтогенной структуры; 11 — осевые части побочных рифтогенных структур; 12 — места находок аваруита (а), минералов платиновой группы в шлихах из аллювиальных отложений [9] (б); цифры в кружках — поднятия: 1 — Тонодское, 2 — Чуйское, 3 — Нечерское



1. Представительные анализы минералов из пород массивов Туюканского комплекса

Оксид	Перидотиты										Габброиды	
	Оливин	Пироксен		Магнетит	Ti-магнетит	Хроммагнетит				Ильменит	Пироксен	
	(8-3)	(6-29)	(6-29)	(4-1)	(4-1)	(46)	(4-6)	(6-28)	(6-29)	(6-28)	(4-15)	(6-27)
SiO <sub>2</sub>	37,53	53,90	52,69	—	—	—	—	—	—	—	50,59	53,47
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,40	0,25	0,02	16,40	3,57	3,03	7,81	1,57	51,84	1,03	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	2,22	1,77	0,00	3,09	3,32	2,47	4,91	8,03	0,97	3,46	2,26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,76	0,71	0,19	0,12	19,58	21,65	25,05	32,20	0,03	0,48	1,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	69,34	34,27	38,63	38,96	23,01	24,74	0,00	—	—
FeO	24,02	7,01	5,87	31,20	45,18	33,17	32,60	37,50	31,28	42,49	9,63	6,07
MnO	0,18	0,12	0,12	0,00	0,26	1,22	1,36	1,81	1,83	4,50	0,12	0,05
MgO	38,92	17,49	17,19	0,06	0,95	0,24	0,24	0,24	0,91	0,19	13,83	17,78
CaO	0,01	18,17	19,65	—	—	—	—	—	—	—	20,20	19,56
Сумма	100,67	100,07	98,25	100,81	100,27	99,73	100,31	100,33	100,56	100,02	99,34	100,52

Оксид	Перидотиты										Габброиды	
	Серпентин					Хлорит					(11-10)	(9-4)
	(6-15)	(6-15)	(8-3)	(8-3)	(6-29)	(6-15)	(6-15)	(6-28)	(8-4)	(6-27)		
SiO <sub>2</sub>	40,74	39,45	41,36	40,12	41,57	38,52	31,23	35,24	29,43	32,12	24,86	25,30
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	1,84	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,00	3,26	1,81	2,24	2,54	8,79	12,76	10,48	14,54	12,29	19,77	18,74
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,08	0,12	0,12	0,04	0,05	0,10	2,02	1,15	0,51	0,08	0,61
FeO	8,81	9,63	9,98	10,87	12,46	7,44	11,66	12,42	16,40	13,92	26,00	28,28
MnO	0,10	0,10	0,14	0,11	0,24	0,00	0,23	0,05	0,11	0,06	0,42	0,39
MgO	33,90	33,05	32,73	32,03	29,86	29,38	29,43	25,65	24,59	26,23	15,52	13,77
CaO	0,03	0,02	0,02	0,06	1,23	3,24	0,00	2,47	0,24	1,10	0,01	0,06
ОН	13,63	14,02	13,15	14,23	12,52	12,72	12,14	12,39	11,70	11,86	12,20	11,65
Сумма	99,31	99,62	99,31	99,79	100,48	100,14	99,39	100,73	98,17	98,11	98,86	98,82
f	13	14	15	16	19	12	18	21	27	23	49	54

с разрывом на медвежьей свите. К-Аг методом получены следующие датировки перидотитов и габброидов: 1692, 1570, 1176, 1026, 962 и 822 млн.лет. Если два первых возраста соответствуют времени их становления, то последние, видимо, связаны с последующими процессами метаморфизма.

В массивах Туюканского комплекса преобладают габброиды, иногда в краевых зонах наблюдаются выходы перидотитов. Перидотиты сложены темно-зелеными мелкозернистыми породами, состоящими из практически полностью серпентинизированного оливина, частично амфиболитизированного клинопироксена и хлоритизированного ортопироксена. Редкие реликты оливина представлены Fa<sub>20-25</sub>, а железистость серпентина составляет от 13 до 19%, т.е., учитывая сброс некоторой части железа при серпентинизации оливина в виде пылевидного магнетита, можно предположить, что состав первичного оливина изменялся в пределах Fa<sub>15-25</sub>. По составу клинопироксен соответствует эндиопсиду и авгиту (Wo<sub>38-40</sub>En<sub>49-50</sub>Fs<sub>9-12</sub>) с примесью Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 0,75% (табл. 1). Амфибол представлен хромсодержащим (до 0,54% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) актинолитом (f 8—20%), а хлорит — хромистым (до 2% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) клинохлор-пеннином (f 12—27%). В одном случае определен плагиоклаз состава An<sub>44</sub>. Рудные минералы в основном состоят из редких мелких округлых выделений хроммагнетита, содержащего 19—32% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2—8% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 0,2—0,9% MgO, реже встречаются титаномагнетит и марганцовистый (до 0,5% MnO) ильменит. Иногда отмечают мельчайшие ксеноморфные халькопирит-пирротино-

вые включения. Судя по наличию включений серпентинизированного оливина в редких крупных зернах неизменного диопсида, перидотиты имели пойкилитовую структуру. Содержание псевдоморфоз по оливину составляет 20—80% объема.

Габброиды представлены зеленовато-серыми среднезернистыми породами, имеющими реликтовую габбро-офитовую структуру. Призматические кристаллы первичного плагиоклаза (An<sub>46-74</sub>) замещаются альбитом, клиноцоизитом, эпидотом и мусковитом. По клинопироксену (Wo<sub>40-43</sub>En<sub>41-50</sub>Fs<sub>9-16</sub> с 0,5—1,25% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) развивается актинолит, а по ортопироксену и оливину — пикнохлорит (f 23—54%) и серпентин. Характерно отсутствие магнетита и ильменита, но часто встречаются сфен и рутит.

По химическому составу (табл. 2) перидотиты отвечают лерцолитам и верлитам, а габброиды — типичным габбро и габбро-норитам. Нормативный состав перидотитов, пересчитанный по SIPW, соответствует плагиоклазовому лерцолиту, а габброидов — оливиновому габбро-нориту. Таким образом, петрографические и химические характеристики вполне сопоставимы и свидетельствуют о том, что первичные породы были представлены в основном плагиоклазовыми лерцолитами и оливиновыми габбро-норитами. Развивающаяся по перидотитам и габброидам ассоциация мусковит+хлорит+эпидот+альбит+актинолит соответствует среднетемпературной (эпидот-мусковит-хлоритовой) субфации зеленосланцевой фации метаморфизма [5].



Оксид	Перидотиты						Габброиды					
	Амфибол											
	(8-3)	(4-1)	(4-6)	(6-28)	(6-28)	(8-4)	(6-26)	(4-13)	(4-15)	(8-2)	(9-4)	(11-6)
SiO <sub>2</sub>	58,06	59,02	56,92	60,22	57,19	57,30	55,91	54,27	55,11	54,39	52,06	52,72
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,00	0,05	0,19	0,04	0,01	0,00	0,01	0,06	0,00	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,15	0,03	1,42	0,21	0,26	0,09	0,98	1,41	1,31	1,31	1,92	2,18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,16	0,54	0,02	0,30	0,12	0,97	1,19	0,23	0,00	0,33	0,00
FeO	3,11	3,96	4,85	4,45	7,12	8,32	7,08	9,59	10,57	13,80	15,82	17,14
MnO	0,05	0,01	0,01	0,16	0,09	0,09	0,02	0,11	0,20	0,17	0,20	0,31
MgO	21,72	21,29	21,32	18,42	19,69	18,71	18,56	17,41	17,03	15,29	13,53	12,40
CaO	13,15	13,59	11,90	13,46	12,59	12,93	13,43	13,86	13,51	13,32	13,14	12,99
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,01	0,08	0,03	0,06	0,11	0,15
K <sub>2</sub> O	0,03	0,02	0,07	0,01	0,02	0,00	0,02	0,04	0,03	0,06	0,11	0,09
ОН	2,15	2,19	2,16	2,15	2,15	2,15	2,15	2,15	2,15	2,15	2,15	2,15
Сумма	98,66	100,2 7	99,27	99,33	99,45	99,72	99,13	100,12	100,23	100,5 5	99,39	100,1 5
f	8	9	11	17	17	20	18	24	26	34	40	44

Оксид	Перидотиты				Габброиды							
	Плагиоклаз				Альбит		Клиноцоизит		Эпидот			
	(4-1)	(4-1)	(4-13)	(4-15)	(11-2)	(11-10)	(8-7)	(6-26)	(4-13)	(6-27)	(9-4)	(4-13)
SiO <sub>2</sub>	54,24	58,67	53,58	57,15	66,21	69,09	40,36	40,84	39,54	38,41	38,43	38,77
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,03	0,07	0,04	0	0,02	0,01	0	0	0,01	0,03	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,27	25,57	29,50	26,36	20,03	18,81	31,63	29,92	28,17	27,38	26,28	22,46
FeO	0,10	0,42	0,08	0,17	0,12	0,18	0,94	3,27	5,08	6,38	8,11	12,81
MgO	0	0,15	0	0	0	0	0	0	0,02	1,23	0,01	0,07
CaO	11,95	8,32	12,07	9,72	1,83	0,28	23,11	22,72	23,54	21,80	23,92	22,96
Na <sub>2</sub> O	4,81	5,48	4,79	5,84	10,40	11,15	0,46	0,33	0	0	0	0
K <sub>2</sub> O	0,21	0,48	0,14	0,46	0,05	0,27	0,01	0,02	0	0	0	0
ОН	—	—	—	—	—	—	3,75	3,73	3,65	3,59	3,59	3,41
Сумма	100,64	99,12	100,23	99,74	98,64	99,80	100,27	100,83	100,00	98,80	100,37	100,51
An	57	44	58	47	9	1						

Примечание: определение содержаний Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и ОН проводилось путем пересчета на стехиометрическую формулу минералов: fFeO100/(FeOMgO)%; цифры в скобках — номера проб.

Между перидотитами и габброидами нет четко видимых или секущих контактов, хотя переход от перидотитов к габброидам резкий. По данным химического анализа, выявляется дискретность состава пород, которая отчетливо проявляется на диаграмме Т.Райта (рис. 2). Так, перидотиты характеризуются повышенными содержаниями Mg, Cr и Ni, обусловленными отсадкой оливина и хромита, а габброиды — высокими содержаниями Al, Ca, Na, K, Ba и Sr — элементов, накапливающихся в остаточном расплаве при фракционной кристаллизации ультрабазит-базитовых магм.

Для выяснения природы проявления раннерифейского ультрабазит-базитового магматизма на Байкало-Патомском прогибе необходим сравнительный анализ перидотит-габбровых массивов Туяканского комплекса с другими ультрамафит-мафитовыми комплексами Сибирской платформы и прилегающих территорий. Как видно из диаграммы (см. рис. 2), по распределению основных петрогенных оксидов в зависимости от содержания MgO туяканские перидотиты и габброиды наиболее близки лерцолит-пироксенит-габброноритовому типу пород Чайского массива [1], приуроченного к Байкало-Муйской дуге. По сравнению с перидотитами Туяканского комплекса суб-ультрамафитовые породы Довыренского дунит-трокто-

лит-габбрового массива характеризуются повышенной глиноземистостью, а подобные породы Аталыкского массива, принадлежащего дунит-клинопироксенит-габбровой формации Алтае-Саянской складчатой области [2], — пониженным содержанием глинозема. Ультрамафиты Гулинского массива [3] характеризуются резко повышенными содержаниями титана, фосфора и щелочей, что типично для платформенных щелочно-ультраосновных комплексов и кимберлитов.

По петрохимическим особенностям перидотиты Туяканского комплекса схожи с пикритами и коматиитами. Узкий диапазон изменения состава пород в Туяканских массивах, отличающихся от других массивов Северного Прибайкалья отсутствием дунитов и анортозитов, можно объяснить тем, что первые формировались в близповерхностных и маломощных силлоподобных магматических камерах, в которых не происходило полного расслоения конечных дифференциатов субпикритоидной магмы. Различное содержание глинозема в расплавах, сформировавшихся породы ультрабазит-базитовых комплексов Байкало-Патомского нагорья, предопределило разный тренд дифференциации с появлением различных типов ассоциаций пород.



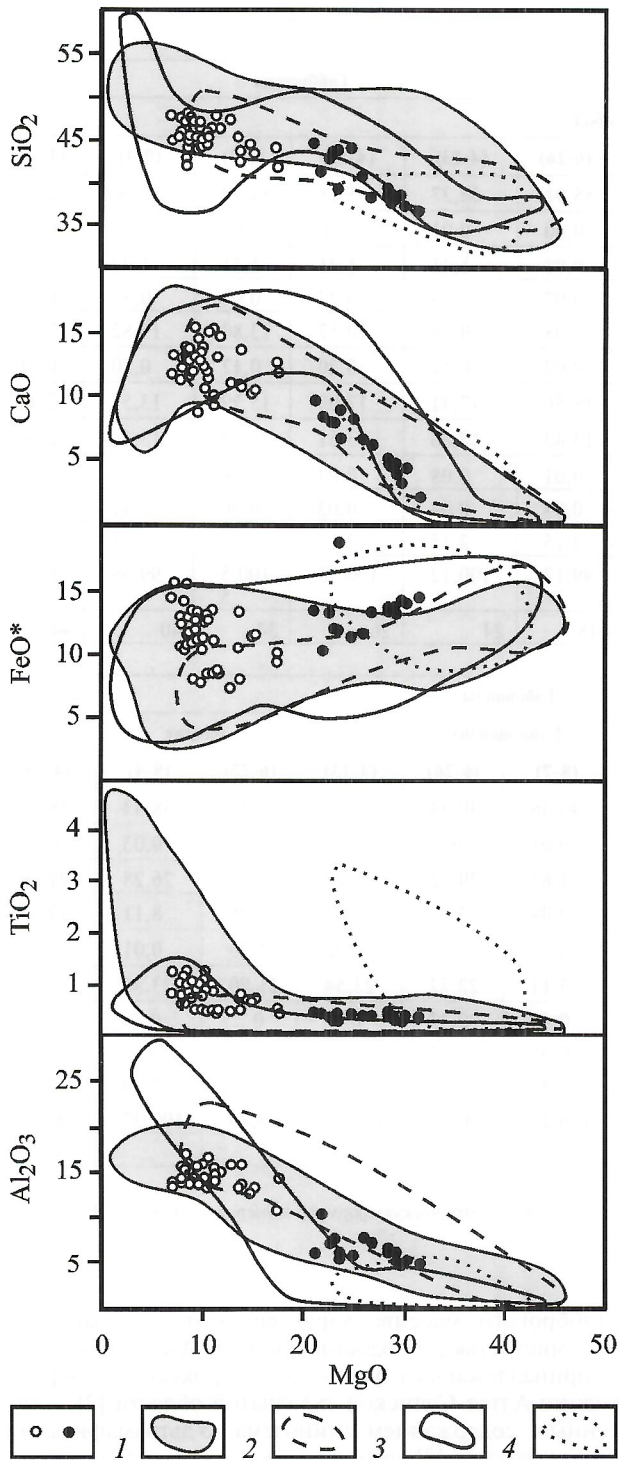


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма Т.Райта для ультрабазит-базитовых комплексов:

1 — габброиды и перидотиты Туюканского комплекса; 2 — дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро, габбро-нориты, троктолиты и диориты Чайского массива [7]; 3 — дуниты, перидотиты, троктолиты, габбро, габбро-нориты и анортозиты Довыренского массива [1]; 4 — дуниты, перидотиты, клинопироксениты, габбро и анортозиты Аталыкского массива [2]; 5 — дуниты, перидотиты и меймечиты Гулинского плутона [3]

Структуры Байкало-Патомского нагорья рассматриваются обычно как протерозойский перикратонный морской бассейн, цоколь которого обнажается в Чуйском, Нечерском и других поднятиях. По Г.Л.Митрофанову и другим [8], эта территория представляла собой окраинно-континентальную морскую акваторию, которая развивалась как внутриконтинентальная трехлучевая система

рифтов. Если в двух южных ветвях этой системы на первых этапах развивался спрединг с формированием коры океанического типа, то третий луч, ориентированный субдолготно по оси Бодайбинского синклинория и Уринского поднятия, представляет собой неразвившийся субдолготно по оси Бодайбинского синклинория и Уринского поднятия, представляет собой неразвившийся рифт без признаков океанизации коры. По мнению Н.Л.Добрецова [4], комплекс пород Байкало-Муйского пояса — метаморфизованный аналог офиолитов красноморского типа. Таким образом, можно предположить, что в позднедокембрийское время раскрытие континентальной коры на юге Северо-Азиатского кратона не ограничивалось Байкало-Муйской зоной, но и проникало вдоль субдолготной Патомской рифтогенной структуры.

Ультрабазит-базитовые ассоциации этого района представляют интерес как потенциальные источники минералов платиновой группы, которые нередко встречаются в аллювиальных отложениях водотоков среднего течения р.Лена. В отличие от россыпей высокородистой платины «вилуйского» типа, среди платиновых металлов бассейна р.Средняя Лена отмечено повышение относительного количества Ru-Ir-Os сплавов, характерных для ультрамафитов офиолитовых комплексов [9]. Следует также отметить, что в шлиховых пробах из аллювия рек Витим и Большой Патом в районе развития перидотитов и габброидов Туюканского комплекса (см. рис. 1) обнаружены мелкие комковидные зерна высоконикелистого железа. Они, в отличие от аварюита ( $FeNi_3$ ) — минерала, характерного для альпинотипных гипербазитов, содержат меньше никеля. Зерна из аллювия р.Витим состоят из 76—80% Fe; 15—23% Ni; 0,3—0,6% Co и 0,2—4,2% Cu, что соответствует соединению типа  $Fe_3Ni$ , а зерна р.Большой Патом имеют состав  $Fe_{0,65}Ni_{0,35}$ . В них постоянно фиксируется примесь As от 0,6 до 1%, а примесей платиноидов в пределах чувствительности микросондового анализа не установлено. Все это указывает на возможное существование в пределах Патомского нагорья офиолитовых комплексов, что требует проведения дополнительных геологических, петрографических и минералогических исследований в данном районе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балькин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. — Новосибирск: Наука, 1986.
2. Богнибов В.И., Кривенко А.П., Изох А.Э. и др. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири. — Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1995.
3. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. — Новосибирск: Наука, 1975.
4. Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск, 1983. С. 11—19.
5. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионально-метаморфизма умеренных давлений. — М.: Недра, 1972.
6. Казакевич Ю.П., Шер С.Д., Жаднова Т.Н. и др. Ленский золотоносный район. Т. 1. Стратиграфия, тектоника, магматизм. — М.: Недра, 1971.
7. Леснов Ф.Л. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). — Новосибирск: Наука, 1972.
8. Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Коробейников Н.К., Семейкина Л.К. Платиноносность позднедокембрийских углеродистых формаций Байкало-Патомского нагорья // Платина России. М., 1994. С. 150—154.
9. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. — Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2000.
10. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. — М.: Недра, 1964.



## Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы

М.Д.ТОМШИН, М.И.ЛЕЛЮХ, С.Г.МИШЕНИН, С.П.СУНЦОВА, А.Г.КОПЫЛОВА, С.Г.УБИНИН

Базитовый магматизм Сибирской платформы характеризуется сложностью состава и многообразием форм проявления. Пульсирующий характер магматизма обусловил не только многостадийность его во времени и пространстве, но и различия в химизме. Начиная с позднего палеозоя, магматическая активизация платформы связана с формированием трапповых синеклиз. По периферии синеклиз закладывались глубоко проникающие зоны разломов, к которым приурочены мощные поля гипабиссальных интрузивов основного состава. Одна из таких зон, Вилуйско-Котуйская, расположена на восточном борту Тунгусской синеклизы, а развитые здесь пермо-триасовые траппы — предмет настоящих исследований.

В ходе выполнения комплексного (петрохимического и петрофизического) изучения базитов восточного борта Тунгусской синеклизы нами было установлено, что пермо-триасовые траппы этого района могут быть разделены на три группы, значимо различающиеся по петро-геохимическим, а также петрофизическим характеристикам. Кроме того, оказалось, что магматиты соответствуют трем самостоятельным фазам внедрения. Несмотря на то, что объем внедряющегося вещества в каждую из фаз существенно различен, все группы траппов на изученной территории встречаются повсеместно.

Тектоно-магматическая деятельность в поздней перми (вероятно, в пеляткинское время) началась с внедрения в осадочные породы нижнего и верхнего палеозоя многоступенчатых трапповых силлов. Они установлены сегодня на различных глубинах, а также бронируют примерно треть водоразделов района исследований. Многоярусные гипабиссальные интрузии уходят на многие десятки, а в восточном направлении — сотни километров от магмоподводящих зон. Вблизи последних мощность интрузий достигает 300 м с постепенным ее уменьшением к фланговым частям залежей до 30—25 м. Дайки в данном случае обычно немногочисленны и представляют собой подводящие каналы.

Строение интрузий относительно однородно. Они сложены в основном мелко- и среднезернистыми долеритами, габбро-долеритами, реже отмечены шпирты. Долериты и габбро-долериты состоят примерно на 50% из плагиоклаза, на 35—40% из клинопироксена и имеют переменное количество оливина, максимально достигающее 12%. В долеритах преобладает пойкилоофитовая структура. В интрузиях значительной мощности внутрикамерная дифференциация приводит к появлению оливиновых и троктолитовых разновидностей габбро-долеритов, а в шпировых сегрегациях образуются габбро-пегматиты и феррогаббро. В эндоконтактах тел отмечены порфиновые микродолериты. Экзоконтактовые изменения терригенных пород проявляются в маломощных зонах ороговикования, иногда остеклования с образованием своеобразных пород — бухитов.

Химический состав долеритов отвечает среднему траппу [6]: 48—49% SiO<sub>2</sub>; 1,5% TiO<sub>2</sub>; 11—13% ΣFe и 0,5% K<sub>2</sub>O. Долериты и габбро-долериты данной возрастной группы обладают в основном типичным [11] для базитов платформы геохимическим составом при незначительно пониженном содержании элементов группы железа (табл. 1, рис. 1).

Характер намагниченности тел первой фазы неоднороден как по разрезу, так и по латерали, причем неоднородность проявляется не только в различии параметров  $\chi$  и  $Q$ , но и в направлении вектора естественной остаточной намагниченности (ЕОН). Интрузии, бронирующие высокие водоразделы, обладают наиболее сложным петромагнитным строением. Магнитная восприимчивость  $\chi$  интрузий

первой фазы составляет в среднем (700±1500)10<sup>-6</sup>СГС, снижаясь в некоторых случаях до (200±500)10<sup>-6</sup>СГС, иногда достигая 2000·10<sup>-6</sup>СГС. Плотность пород составляет 2,85—3 г/см<sup>3</sup>, причем для глубоко залегающих интрузий характерны более высокие значения.

В геофизических полях интрузии первой фазы имеют достаточно разнообразные формы отражения в зависимости от их мощности и петромагнитных свойств. Участкам развития траппов переменного знака вектора ЕОН, обладающим низкой остаточной намагниченностью ( $Q < 3$ ), отвечает явное понижение интенсивности положительных магнитных аномалий вплоть до появления аномалий отрицательного знака по сравнению с пилообразным высокоинтенсивным полем, отвечающим прямонамагниченным траппам с повышенными ЕОН.

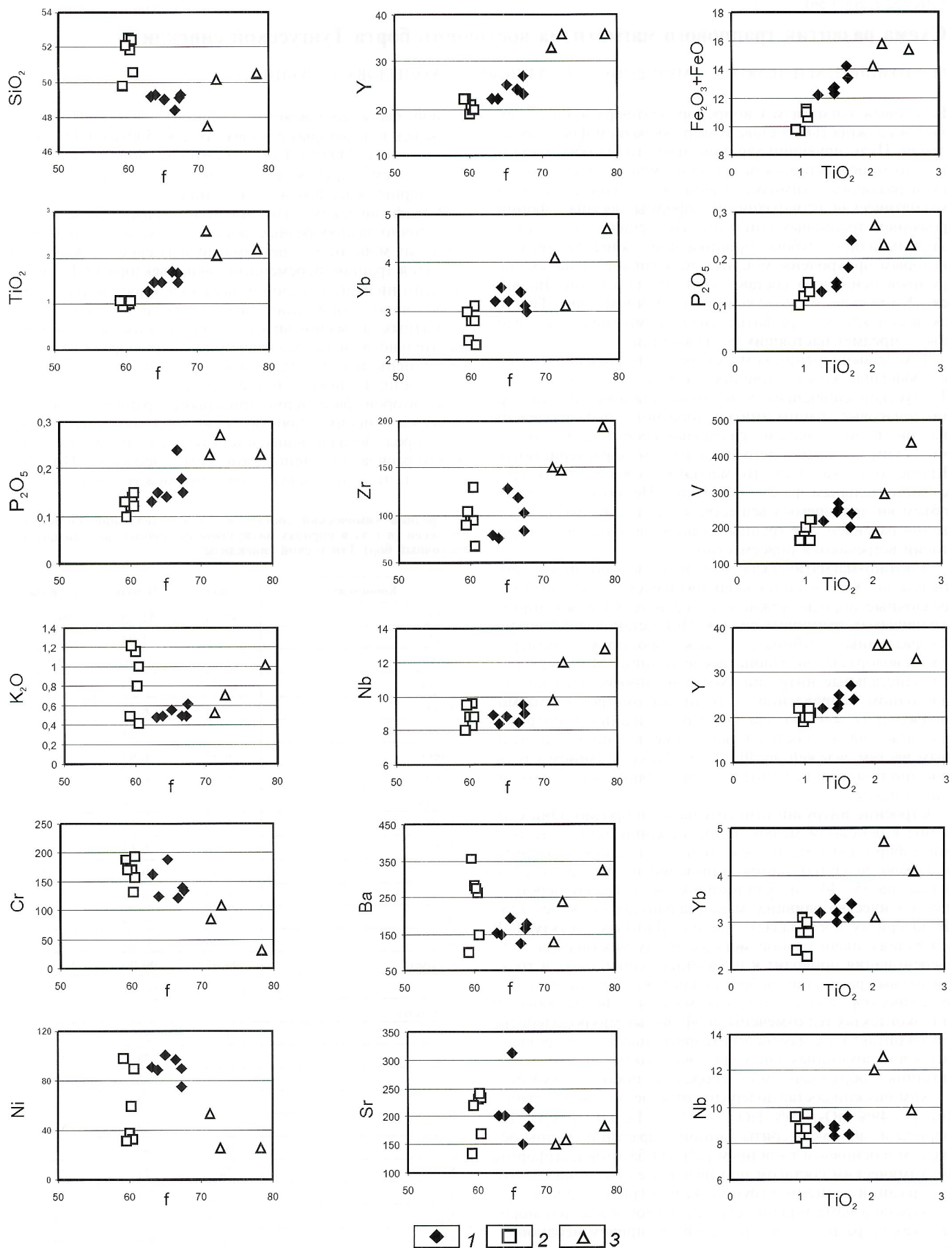
Ко второй фазе пермо-триасового траппового магматизма мы относим широкую гамму комагматичных основных пород, образовавшихся в результате внедрения базитового расплава в приповерхностные горизонты. Предполагается, что в промежуток времени между первой и вто-

### 1. Средний химический состав (в %) и содержание элементов-примесей (в г/т) в породах интрузивов различных фаз внедрения, восточный борт Тунгусской синеклизы

Компонент	I фаза	II фаза	III фаза
SiO <sub>2</sub>	49,01	51,55	49,35
TiO <sub>2</sub>	1,51	1,04	2,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,04	14,96	13,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,73	3,93	5,84
FeO	8,01	6,53	9,27
MnO	0,21	0,18	0,26
MgO	6,57	6,97	5,30
CaO	10,92	10,90	9,54
Na <sub>2</sub> O	2,24	2,04	2,41
K <sub>2</sub> O	0,53	0,81	0,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,13	0,24
H <sub>2</sub> O	0,83	0,74	0,66
CO <sub>2</sub>	0,12	0,17	0,26
S	0,04	0,04	0,04
F	0,04	0,04	0,05
Сумма	99,97	99,99	99,67
<i>n</i>	135	104	18
Элемент			
Ni	90	58	35
Co	41	38	42
Cr	145	169	74
V	237	191	304
Sc	35	32	38
Zr	97	97	164
Y	24	21	35
Yb	3,2	2,7	4,0
Nb	8,9	9,0	11,5
Ba	162	205	200
Sr	222	195	153
<i>n</i>	123	104	18

Примечание: *n* — число анализов.





**Рис. 1.** Соотношение средних содержаний породообразующих (в %) и примесных элементов (в г/т) в интрузивах разных фаз внедрения в зависимости от коэффициента фракционирования ( $f = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} / \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$ ) и содержания  $\text{TiO}_2$ :

фазы внедрения: 1 — первая, 2 — вторая, 3 — третья



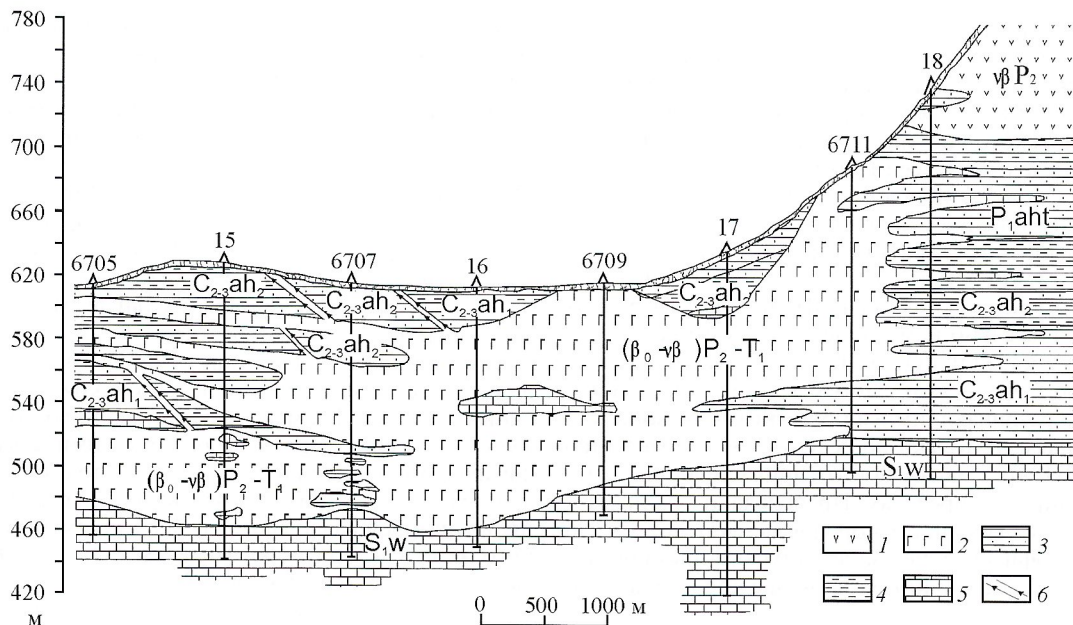


Рис. 2. Геологический разрез по скважинам в районе Тасейской площади (левобережье верхнего течения р.Моркока), составлен С.П.Сунцовой по материалам В.И.Устинова:

долериты фаз: 1 — первой, 2 — второй; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — известняки; 6 — разрывы в отложениях пермо-карбона, вызванные внедрением вулкано-субвулканических пород

рой фазами магматической деятельности территория подверглась денудационному преобразованию. Формированию сильно расчлененного рельефа способствовали уникальные возможности траптовых силлов оказывать бронирующий эффект. В результате эрозионной деятельности размываются вмещающие породы, перекрывающие силлы первой фазы внедрения, между смежными интрузиями происходит резкое сокращение мощности пермских и часто карбоновых отложений (рис. 2), и образуются протяженные ветвящиеся долины с пониженным рельефом. В том случае, когда магматический расплав второй фазы внедрения приближается к таким участкам, над вновь формирующимся силлом располагаются минимальные мощности перекрывающих осадочных пород. Подобная обстановка благоприятна для возникновения над интрузивом небольших вулканических аппаратов, поставивших на поверхность пирокластику, образующую насыпные туфы. Расплав, формирующий силлы второй фазы внедрения при приближении к участкам, перекрытым более ранними интрузивами, не имея достаточной кинетической энергии (интрузирующей силы) для дальнейшего продвижения, начинал расщепляться, формируя интрузии типа «конского хвоста» (см. рис. 2), либо мог изливаться на дневную поверхность, переходя в лавовый поток. Параллельно иногда происходило образование туффзитов. Вулканы характеризуются полным отсутствием сортировки и окатанности материала, представленного в основном обломками псефитовой размерности (2—50 мм). Всю эту группу сложных разнофациальных магматитов мы рассматриваем как единый комагматичный нерасчлененный эффузивно-интрузивный комплекс.

Интрузивные тела второй фазы внедрения занимают разное гипсометрическое положение. С одной стороны, они повсеместно интрузируют верхнепалеозойские терригенные осадки, а с другой — приурочены к субгоризонтально залегающей кровле нижнего палеозоя; часто отрывают и «задирают» блоки карбонатных пород (см. рис. 2), а иногда и кимберлитов [10]. Размах деформирующего влияния этих силлов бывает довольно значительным, наблюдается интенсивное контактное воздействие на вмещающие породы, образование магнезиальных скарнов, являе-

ние аутометасоматоза. Следует особо отметить тот факт, что подобные силлы очень чутко реагируют на любые неровности рельефа нижнепалеозойского кимберлитовмещающего основания, как бы «обтекают» их [10], вследствие чего образуют многочисленные безтраптовые «окна» и «коридоры». Поэтому корректное выделение интрузий второй фазы при проведении картировочных и поисковых работ на алмазы имеет важное практическое значение.

Таким образом, формирование базитов второй фазы внедрения, по нашему мнению, осуществлялось в следующей последовательности: сначала в верхнепалеозойскую толщу внедрялись субвулканические силлы, продуцирующие активную микровулканическую деятельность, а затем поступали менее подвижные и более вязкие порции основной магмы, завоевавшие пространство между подошвой верхнепалеозойских и кровлей нижнепалеозойских отложений. Они могли внедряться и в более высокие горизонты осадочного чехла, а также в образования более ранних эксплозивных проявлений данной фазы, термально изменяя их до появления так называемых апотуфовых роговиков. Внедрявшаяся магма была уже частично раскристаллизована, несла следы глубинного фракционирования в виде протокристаллов плагиоклаза и оливина.

Интрузивная фация второй фазы внедрения по сравнению с первой представлена более разнообразной гаммой пород. Помимо магматитов, обычных для мощных хорошо дифференцированных тел, присутствует ряд пород, несущих явные признаки приповерхностной кристаллизации. К ним отнесены долериты с толеитовой и интерсертальной структурами, а в зонах выклинивания и в кровле тел присутствуют миндалекаменные и стекловатые разновидности. Долериты и габбро-долериты, выполняющие интрузивные тела второй фазы, сложены примерно равными количествами плагиоклаза и моноклинного пироксена (40—45%), оливином, содержание которого достаточно стабильно как по разрезу отдельно взятого интрузива, так и в разных телах, и не превышает 5%. Особенность базитов этой фазы — офитовые структуры в отличие от пойкилоофитовых в породах первой. Вся пестрая гамма магматитов второй фазы сформирована нормальным (относительно щелочности) толеитовым расплавом. Они содержат более высо-



кое (до 52%) количество кремнезема и оксида калия (до 1%), а доля суммарного железа (9–10%), оксида титана (до 1%), а также Ni и V в них заметно ниже. Все фациальные разновидности базитов второй фазы характеризует сходство химического состава, хотя следует отметить более высокую щелочность всей гаммы вулканитов.

Физические свойства пород интрузивной фазы второй фазы неоднозначны. В ее строении принимают участие как положительно намагниченные траппы с высокой суммарной и остаточной намагниченностью, так и базиты переменного (+/-) знака с низкой ЕОН, и в весьма редких случаях — отрицательно намагниченные с высокими значениями первичной ЕОН ( $Q > 3$ ). Часто единые по геологическим и петрографическим данным тела в разных частях сложены резко различающимися по магнитным свойствам породами, причем не только по величине и направлению первичной ЕОН, но и магнитной восприимчивости, изменяющейся в широких пределах. Преобладают траппы с  $\chi$   $(700 \div 1500) \cdot 10^{-6}$  СГС. Плотность пород изменяется от 2,85 до 2,95 г/см<sup>3</sup>. Петрофизические свойства туфогенных образований изучены недостаточно из-за непредставительности выборки.

Геофизические поля в пределах распространения пород вулкано-субвулканической фазы имеют сложный знакопеременный пилообразный характер аномального магнитного поля, тем самым, отражая спектр петрофизических свойств. Это, прежде всего, связано с присутствием немагнитных туфов и туффизитов.

В третью фазу базитового магматизма образовались пологосекущие и пластовые тела различной мощности, локализованные главным образом среди нижнепалеозойских карбонатных пород, реже занимающие более высокие (приповерхностные) гипсометрические уровни. Рассматриваемые интрузии нередко прорывают субвулканические тела второй фазы, образуя в них зоны хлорит-пироксеновых скарнов. Количество этих интрузий по сравнению с таковыми первых фаз не так значительно, но встречаются они повсеместно. Наиболее развиты эти тела в верховьях р.Алаakit в пределах сложных по строению вулкано-тектонических структур (ВТС). Здесь они имеют крутое залегание, секущий характер и оказывают значительное динамическое влияние на окружающие породы [5]. Это проявляется в значительной деформации пород осадочного чехла, образовании инъективных поднятий с отторжением огромных блоков осадочных отложений и кимберлитов. Тем самым интрузии третьей фазы создают наиболее существенные помехи при поисках кимберлитов. Кроме того, они оказывают интенсивное метаморфизирующее воздействие на осадочные породы и кимберлиты, которое проявляется в ороговивании терригенных пород и скарнировании карбонатных пород и кимберлитов. По мере удаления от ВТС и с переходом на более высокие стратиграфические уровни интрузии приобретают морфологию пологозалегающих пластовых тел и существенных разрушений вмещающих пород не производят.

Рассматриваемые интрузии в большинстве сложены средне- и крупнозернистыми долеритами, имеющими часто трахитоидный облик. Структура пород габбро-офитовая с отчетливо выраженной офитовостью. Количественно-минеральный состав пород достаточно стабильный: плагиоклаз 48–50%, клинопироксен 30–33%, оливин практически отсутствует, а количество оксиднорудных минералов 4–5%.

Магматический расплав, сформировавший интрузии третьей фазы, отвечает толеитам повышенной щелочности со специфическими геохимическими особенностями. Долериты этой группы имеют максимальное содержание TiO<sub>2</sub> (более 2%), суммарного Fe (15–17%), суммы щелочей (в среднем 3,16%), пониженные количества MgO (до 4%) и CaO (8–9%) и высокий коэффициент фракционирования

(71–78). Породы характеризуются минимальными содержаниями Ni, Cr и максимальными V, Zr, Y, Yb, Nb (см. табл. 1, рис. 1).

Отличительная особенность траппов третьей фазы — их четко проявленная обратная намагниченность. Магнитная восприимчивость  $\chi$  пород изменяется в пределах  $(700 \div 2000) \cdot 10^{-6}$  СГС, достигая иногда  $3000 \cdot 10^{-6}$  СГС и более, что является самой высокой для траппов этого района. Фактор Q не превышает 3. Плотность пород максимальная (2,92–3,03 г/см<sup>3</sup>). Траппы третьей фазы создают отрицательные и слаболожительные магнитные поля  $\Delta T(a)$  интенсивностью 150–200  $\gamma$ .

Таким образом, из приведенной выше информации видно, что базиты позднепалеозойской—раннемезозойской трапповой формации, развитые по восточному борту Тунгусской синеклизы, имеют петрохимическую и петрофизическую неоднородность и достаточно уверенно подразделяются на три петрохимические группы. Эти группы интрузивов различаются содержанием титана, суммарного железа, калия и фосфора (см. табл. 1). Они заметно разделяются по содержанию Ni, Cr, V, Yb, Nb, Ba и Sr. Причем, если первая группа интрузий соответствует по своим петрохимическим параметрам среднему траппу [6], то две другие заметно от него отличаются. Расплав, сформировавший магматиты второй группы, оказался богаче калием и кремнекислотой, а третьей имеет максимальную титанистость, щелочность и железистость. На приведенных двойных диаграммах (см. рис. 1) хорошо видно, что выделенные нами группы тел формируют по большей части петрохимических и геохимических данных самостоятельные поля.

Значимые различия между породами разных фаз внедрения устанавливаются по петрофизическим параметрам. При этом различные петрофизические характеристики обладают разной чувствительностью к особенностям пород той или иной фазы внедрения, и в результате одна из фаз выделяется более контрастно. Вещество первой фазы внедрения характеризуется повышенными остаточной намагниченностью Q и идеальной остаточной намагниченностью Ig, высоким отношением остаточной намагниченности насыщения к модулю намагниченности насыщения  $Irs/Is$ . Породы второй фазы имеют пониженные плотность, магнитную восприимчивость, начальную магнитную восприимчивость  $\chi$ , идеальную намагниченность  $I_i$  и повышенное отношение остаточной коэрцитивной силы к ее полному модулю  $H_{cr}/H_c$ . Для пород третьей фазы внедрения зафиксированы низкие фактор Q, остаточная коэрцитивная сила  $H_{cr}$  и ее модуль  $H_c$ , максимально высокие  $\chi$ .

Все вышеизложенное позволило нам предложить следующую рабочую схему расчленения пермо-триасовых траппов восточного борта Тунгусской синеклизы (табл. 2).

Ранее уже отмечалось, что базитовые расплавы, последовательно внедрявшиеся в пределах одной геологической структуры и одного тектоно-магматического цикла, имеют свойственные только им геохимические нюансы, заложенные в момент магмогенерации и сохранные в процессе эволюционных преобразований [2, 9]. Они не зависят от размаха внутрикамерной дифференциации в интрузивах, характера преобразования магматического расплава в ходе глубинного фракционирования на пути в современную камеру и могут быть использованы для классификации базитов различных фаз внедрения. Ранее разработанная М.Л.Лурье с соавторами [7, 8] схема расчленения интрузивных траппов на магматические комплексы (Кузьмовский, Катангский, Агатский и др.) с различными изменениями и уточнениями используется геологами и в настоящее время. Вместе с тем, по результатам крупномасштабного картирования в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы, проведенного геологами Амакинской и Ботубинской ГРЭ, выявлена несостоятельность, а иногда и не-



2. Схема расчленения трапнов восточного борта Тунгусской синеклизы

Фаза	Фация	Развитие, локализация	Петрографический состав	Особенности химизма	Активность
I (интрузивная), $\gamma\beta P_2$	Пластовых и секущих интрузий	Повсеместно. Характерна многоэтажность. Высокие водоразделы среди терригенных пород пермо-карбона; обнажены в понижениях склонов речных долин, руслах рек среди карбонатных пород среднего—нижнего палеозоя, вскрыты глубокими скважинами, редко залегают на границе пород пермо-карбона и карбонатного покола	Долериты, оливиновые долериты, в зонах контакта — толейтовые долериты, микродолериты, в шпихрах габбро-долериты, ферро-габбро, гранофидры	Соответствует среднему траппу по В.А.Кутюлину [6]	Средняя активность. Способна образовывать локальные инъективные поднятия
	Туфовая	Низкие водоразделы, котловинообразные понижения	Туфы, ксенотуфы, пизолитовые туфы, туфопесчаники, туфопалевоиды	Пониженная титанистость, низкое суммарное железо, повышенная нестабильная кремнекислотность	
II (вулканико-субвулканическая), $\beta_0-\gamma\beta P_2-T_1$	Туффизитовая	Среди терригенных пород пермо-карбона, в пределах и над интрузиями второй фазы и в зонах их выклинивания	Туфы, ксенотуфы, эруптивные брекчии переходных зон		
	Бескорневых вулканов (жерловая)	Ограниченно. Расположены на поверхности субвулканических интрузий второй фазы, реже среди туффизитовых толщ	Микродолериты, атакситовые микродолериты, эруптивные брекчии (класолавы ?)		
III (интрузивная), $\gamma\beta T_1$ (?)	Пластовых и секущих интрузий	Повсеместно. Низкие водоразделы, склоны речных долин. Иногда выходят на гипсометрические уровни верхних этажей первой фазы. Залегают среди терригенных пород верхнего палеозоя и на границе последних с карбонатным комплексом среднего—нижнего палеозоя	Долериты, оливиновые долериты, в эндоконтактах — толейтовые долериты и микродолериты, часто миндалекаменные, иногда стекловатые разности, в шпихрах — габбро-долериты		Активная. Содержит многочисленные блоки отторженцев карбонатных и терригенных пород, способна к переносу их на значительные расстояния
	Пластовых и секущих интрузий	Повсеместно, но в небольшом объеме. Преимущественно развиты в Дадлыно-Алакитском районе. Залегают среди пород карбонатного комплекса среднего—нижнего палеозоя, иногда выходят на гипсометрические уровни первой и второй фаз	Долериты, микродолериты (эндоконтакт), габбро-долериты трахитоидного облика	Высокие титанистость и суммарное железо, повышенная щелочность, нестабильная кремнекислотность	Активная. Содержит многочисленные блоки отторженцев карбонатных и терригенных пород, образует инъективные поднятия, прорывает субвулканические тела второй фазы



корректность подобного деления. На это обращалось внимание в работах [1, 4, 13 и др.]. Описаны [3, 4, 12 и др.] случаи, когда одно и то же конкретное интрузивное тело отвечает сразу нескольким комплексам. Все это затрудняет и картировочные работы, и применение петро- и геофизических методов для расчленения базитов, особенно при проведении поисков кимберлитовых трубок, перекрытых пермо-триасовыми траппами.

В этой связи важно, что, по крайней мере, на исследуемой территории трапповый магматизм уверенно делится на фазы внедрения, и поэтому за комплексами можно сохранить преимущественно территориальную нагрузку. Более того, анализ литературных данных, характеризующих траппы северного и западного бортов Тунгуской синеклизы (без учета повышенно магнезиальных базитов, которыми сложены интрузии норильского типа), указывает на то, что и там толеит-базальтовый расплав, образующий интрузии, разделен на те же петрохимические группы [1, 4, 11 и др.]. Таким образом, можно предположить, что выделенные группы интрузивов широко распространены, в т.ч. и за пределами района исследований. Они сформированы последовательно сменяющимися во времени петрохимически различающимися базитовыми расплавами, образующими три фазы внедрения.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 01-05-96224 «Арктика»).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виленский А.М. Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. — М.: Наука, 1967.
2. Виленский А.М., Олейников Б.В. Основные факторы многообразия и вопросы классификации траппов Сибирской платформы // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., 1970. С. 5—25.

3. Коробков И.Г. Геолого-петрологическая модель палеовулканических структур восточного борта Тунгуской синеклизы // Тр. Воронежского университета. 2001.
4. Краковский Ю.С., Стулов А.Т., Шахотко Л.И. Краткая оценка современного состояния вопроса о расчленении трапповых интрузий западной и центральной частей Сибирской платформы // Петрология и металлогения базитов. М., 1973. С. 150—153.
5. Крочков А.И., Никулин В.И., Красинец С.С. и др. Условия локализации и особенности строения нового кимберлитового тела в Айхальском районе // Геология и геофизика. 1991. № 5. С. 61—69.
6. Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базитов. — Новосибирск: Наука, 1972.
7. Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрология восточной Сибири. М., 1962. Т. 1. С. 5—70.
8. Лурье М.Л., Полунина Л.А., Туранова Е.В. Принципы расчленения интрузивных траппов позднепалеозойской—раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы // Петрология и металлогения базитов. М., 1973. С. 116—126.
9. Масайтис В.Л. Трапповая формация бассейна р. Вилюй // Петрография восточной Сибири. М., 1962. Т. 1. С. 208—255.
10. Никулин В.И., Фон-дер-Флаасс Г.С., Лелюх М.И., Демиденко Л.А. Диагностика рудоперспективных железосодержащих и кимберлитовых структур на трапповых площадях по морфологическим и петрофизическим особенностям // Схемы магматизма железорудных и алмазосодержащих районов Сибирской платформы: Тезисы докл. к региональному совещанию. Иркутск, 1987. С. 25—27.
11. Олейников Б.В. Геохимическая типизация платформенных базитов // Геохимия и минералогия базитов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск, 1984. С. 4—21.
12. Олейников Б.В., Саввинов В.Т., Пагудина М.А. Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской—нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгуской и Вилюйской синеклиз // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М., 1973. С. 4—75.
13. Структуры траппов Сибирской платформы / Под ред. М.Л.Лурье. — Л.: Недра, 1976.

УДК 552.321.1(571.56)

© С.А.Бабушкина, В.А.Трунилина, 2001

## Р-Т-условия и генетические аспекты формирования гранитоидов латитового ряда хр.Полоусный

С.А.БАБУШКИНА, В.А.ТРУНИЛИНА

Латитовый ряд гранитоидов был выделен Л.В.Таусоном [6] как один из наиболее продуктивных в отношении комплексной металлоносности геохимический тип. Первые упоминания о подобных породах на территории северо-востока Верхояно-Колымской складчатой области находим в работе С.Ф.Сегалевич [4], относившей к латитовому ряду большую часть гранитоидных образований хр.Улахан-Сис. Несколько позднее Ю.С.Орловым и В.А.Трунилиной [7] было установлено широкое распространение гранитоидов латитового ряда в северной и юго-восточной частях хр.Полоусный и приуроченность их к зоне Кюнь-Тасского регионального разлома, разделяющего структуры Северной и Центральной зон Полоусненского синклинория [3], или Полоусненскую преддуговую и Святоносско-Ануйскую (или Святоносско-Олойскую) островодужные зоны [5]. К ним отнесены породы Истехского, Сыттахского, Эликчанского раннемеловых массивов. Стойкий латитовый уклон имеют также гранитоиды Куранахского и Бакынского массивов (рис. 1). Следует отметить, что латитовая специфика гранитоидов усиливается с продвижением вдоль зоны Кюнь-Тасского разлома на восток—юго-восток, к зоне его сочленения с Иргицэнским региональным разломом [8].

Предполагается, что материнские расплавы для гранитоидов латитового ряда формируются при интенсивном мантийно-коровом взаимодействии [6]. Признаки участия

мантийных расплавов и/или флюидов в процессах магмогенерации были установлены для гранитоидов латитового ряда хр.Полоусный при изучении составов их породообразующих и акцессорных минералов [7, 8]. В настоящей статье изложены результаты дополнительного, более детального исследования типоморфных особенностей пироксенов и амфиболов, позволившие подтвердить эти выводы и уточнить физико-химические параметры кристаллизации этих пород.

Рассматриваемые массивы, как правило, имеют широкий спектр петрографического состава — от кварцевых диоритов и монцодиоритов, слагающих не только краевые зоны, но иногда и самостоятельную первую фазу внедрения, до биотитовых гранитов. Внедрению раннеаптских гранитоидов предшествовали в берриас-барремское время субаэральные излияния андезитобазальтовых, андезитовых и андезитодацитовых лав с петрохимическими параметрами вулканитов активных континентальных окраин [8]. Гранитоидам комагматичны покровы риолитов и дацитов. Лавовые излияния продолжались и после становления гранитоидов в позднем апте и альбе, что свидетельствует о сохранении условий повышенной проницаемости на протяжении всей меловой эпохи. В соответствии с этим рассматриваемые массивы характеризуются широким развитием мелкозернистых и субвулканических эндоконтактовых фаций.



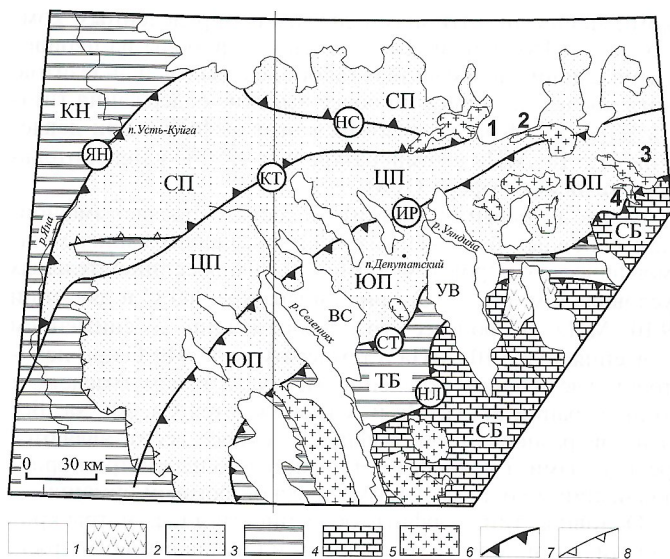


Рис. 1. Схема тектонического районирования Полоусенского синклиория [3]:

1 — кайнозойские отложения наложенных впадин; 2 — меловые породы Джохтардахского вулканического поля; 3 — юрские отложения; 4 — позднеtriasовые отложения; 5 — палеозойские породы; 6 — раннемеловые гранитоиды; 7 — основные разломы, разграничивающие тектонические структуры первого порядка и тектонические зоны Полоусенского синклиория; 8 — прочие разломы; зоны Полоусенского синклиория: СП — Северная, ЦП — Центральная, ЮП — Южная; наложенные впадины: ВС — Верхнеселеннянская, УВ — Уяндинская; блоки: СБ — Селеннянский, ТБ — Туостахский; КН — Кулар-Нерский пояс; разломы (буквы в кружках): ЯН — Янский, КТ — Кюнь-Тасский, НС — Немекиль-Сюрюгинский, ИР — Иргичанский, СТ — Сетакчанский, НЛ — Налчанский; массивы гранитоидов латитового ряда: 1 — Бакынский, 2 — Куранахский, 3 — Эликчанский, 4 — Истехский и Сыттахский

По химическому составу рассматриваемые породы отличаются от типовых гранитоидов повышенной щелочностью (известково-щелочная и переходная от нее к высококальциевой магматической серии, по работе [1]). Их основные петрохимические параметры отвечают IS-петрогенетическому типу, нередко приближаясь к параметрам мантийно-коровых гранитоидов I-типа. На участие в процессах генерации магм не только коровых, но и мантийных субстратов указывает и нередко отмечаемая положительная аномалия Eu на трендах P3Э. В их геохимической и металлогенической специализации сочетаются элементы, свойственные как собственно гранитоидам (Sn, W, As), так и более поздним производным шшонит-латитовых магм региона (Ag, Au, Bi, Sb, Pb) [8].

Раннемагматическая ассоциация минералов в породах диоритового и гранодиоритового составов представлена высокотемпературным (1500—1160°C) низкопорядоченным (0,2—0,5) лабрадором и андезин-лабрадором N 72—49. В гранитоидах наиболее эродированных горизонтов массивов степень структурной упорядоченности плагиоклаза снижается с увеличением содержания в нем ортоклазового минала от 1 до 13%, что соответствует повышению температуры кристаллизации в этом направлении на 100—150°C. Гранитоиды отнесены к магнетит-ильменитовой феррофации. Акцессорный магнетит содержит до 1%, а ильменит до 0,8% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что присуще этим минералам производных андезитовидных и базальтоидных магм. Величина пиропового минала в раннемагматическом гранате (21—24%) отвечает нижнекоровому уровню магмогенерации, а ZrO<sub>2</sub>/HfO<sub>2</sub> в акцессорном цирконе (70—77) достигает значений, характерных для цирконов габброидов [8, 9].

Пироксены присутствуют в породах диоритового и гранодиоритового составов всех вышеупомянутых массивов,

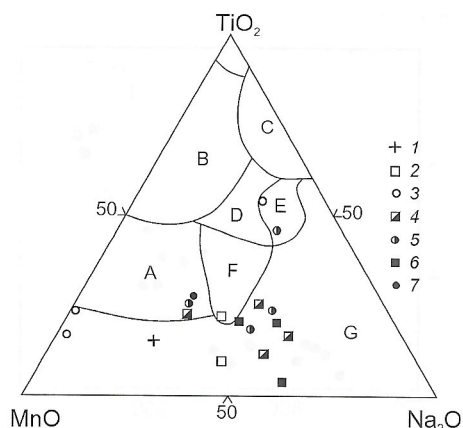


Рис. 2. Составы пироксенов гранитоидов:

пироксены гранитоидов Бакынского массива: 1 — диоритов, 2 — гранодиоритов, 3 — гранитов; пироксены гранитоидов Куранахского массива: 4 — гранодиоритов, 5 — гранитов; пироксены гранитоидов Эликчанского массива: 6 — гранодиоритов, 7 — гранитов; поля составов пироксенов магматических пород [15]: А, Е — вулканических дуг, В — океанского дна, С — щелочных пород, D — всех типов магм, F — вулканических дуг и щелочных пород, G — континентов

а в более кремнекислых петрографических разностях отмечены их реликты. Состав пироксенов ранней генерации варьирует от диопсида до диопсид-авгита и высококальциевого магнезиального авгита (Wo<sub>43–45</sub>En<sub>47–49</sub>Fs<sub>8–9</sub>), парагенетичных с магнетитом и лабрадором и типичных для котектики с температурой более 1050°C. Наличие в них параллельно ориентированных вростков пижонита указывает на кристаллизацию выше точки инверсии (1050—1160°C). В диопсид-авгите отмечена примесь Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,47%). Пироксен поздней генерации, образованный при 900—950°C, представлен субкальциевым авгитом. По соотношениям главных компонентов все пироксены сопоставляются с таковыми производных базитовых магм континентов, с редкими отклонениями к пироксенам базальтоидов вулканических дуг и щелочных пород (рис. 2) [15]. В целом, эволюция составов пироксенов соответствует таковой для этих минералов в медленно остывающих базальтоидных магмах.

Кроме магматического пироксена, в гранитоидах установлены и реликты высокотемпературного (около 1200°C), высокobarического (Al<sup>VI</sup> 0,08—0,16) реститового авгита (Wo<sub>22–27</sub>En<sub>44–57</sub>Fs<sub>21–29</sub>), по составу наиболее близкого таковому пироксену андезитобазальтов. Вероятно, к реститовым следует отнести и единичные зерна ортопироксена из гранитов Бакынского массива. Минерал отличается повышенной железистостью (FeO 28,5%, MgO 19,2%) и по соотношению основных компонентов (Wo<sub>2–3</sub>En<sub>51–54</sub>Fs<sub>44–47</sub>) отнесен к гиперстену, а по последним рекомендациям IMA определяется как энстатит, но с нехарактерной для последнего небольшой примесью Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,32%). По составу этот пироксен наиболее близок к таковому гибридных континентальных норитов [13, 15].

Наиболее распространенные амфиболы гранитоидов рассматриваемых массивов — магнезиальная низкоглиноземистая, реже умеренно глиноземистая (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><6,5%) роговые обманки. Она кристаллизуется в высокой окислительной среде (условия буфера QFM) при умеренной фугитивности кислорода (–log f O<sub>2</sub> 14—17,5) в широком диапазоне давлений — от глубинного до внутрикамерного этапа (0,3–6)10<sup>2</sup> МПа (рис. 3). Наиболее глубинная модификация характеризуется почти минимальным для амфиболов количеством кремнезема (SiO<sub>2</sub><46%), стабильной примесью Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,2%) и повышенной степенью окисленности железа (Fe<sup>3+</sup> 0,41—0,42). С уменьшением давления желе-



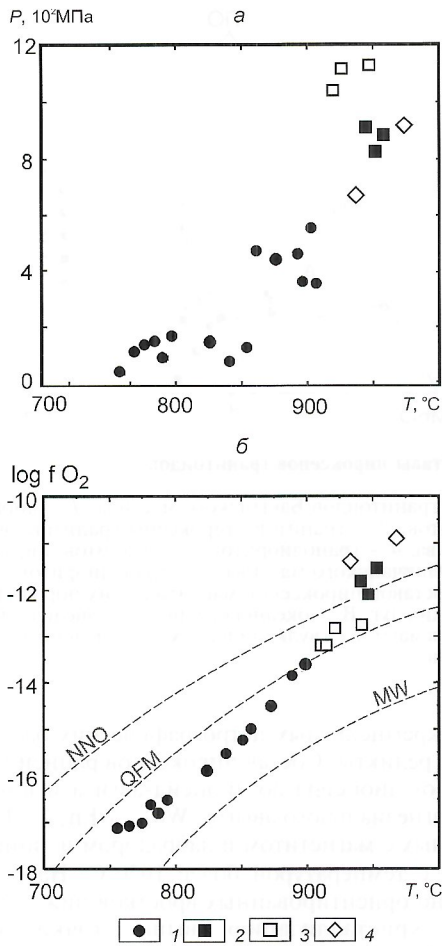


Рис. 3. *P-T*-условия кристаллизации амфиболов (а) и температура и окислительный потенциал кислорода при формировании амфиболов (б), по работе [14]:

1 — магнезиальная роговая обманка; 2 — феррочермакит; 3 — ферропаргасит; 4 — магнезиальный гастингсит; окислительно-восстановительный буферы (пунктирные линии): NNO — Ni—NiO, QFM — кварц-фаялит-магнетит, MW — магнетит-вюстит

зистость роговой обманки увеличивается от 41 до 62%, а температура образования снижается с 910 до 760°C. По соотношению главных компонентов, коэффициентам магнезиальности и щелочнометалльности наиболее глубинная модификация роговой обманки близка амфиболу пироксенитов, а менее глубинные модификации сопоставимы с амфиболами основных пород [12, 13], что подчеркивается также почти постоянной примесью в них Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,1—0,2%).

В породах диоритового состава Эликчанского массива, кроме того, установлен феррочермакит, а в гранодиоритах и гранитах Бакынского массива — единичные зерна ферропаргасита и магнезиального гастингсита.

Феррочермакит кристаллизовался при температуре около 940°C, давлении до 9,1·10<sup>2</sup> МПа и, в отличие от магнезиальной роговой обманки, при повышенной фугитивности кислорода в условиях буфера NNO (см. рис. 3). Он характеризуется пониженным содержанием K<sub>2</sub>O (0,5%) и повышенным значением Al<sup>VI</sup> (0,75 ф.е.) и сопоставим по соотношениям Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Na<sub>2</sub>O, Al<sup>VI</sup>—Al<sup>IV</sup>, (K+Na)—Al<sub>total</sub> с чермакитом пироксенитов и оливиновых толеитов.

Ферропаргасит (f 56—58%) отнесен к алюминиевой разновидности Al<sup>VI</sup> (более 1), максимально обогащен CaO (более 12%) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (более 14,5%) и обеднен K<sub>2</sub>O (менее 1%). Фтор в нем не отмечен, а содержания хлора высокие 0,84%. В составе минерала отмечен существенный дефицит катионов в позиции С, который, вероятно, мог быть

компенсирован катионами других неопределенных компонентов. Подобный состав имеют амфиболы из перидотитов, сиенитов, щелочных габбро, базальтов и андезитов, хотя последним присущи более высокие содержания титана [2, 9, 13]. Кристаллизовался этот амфибол при давлении 11,5·10<sup>2</sup> МПа и температуре 920—950°C в окислительных условиях буфера QFM.

Магнезиальный гастингсит по составу отвечает амфиболом основных изверженных и пироксеносодержащих метаморфических пород и формировался в восстановительных условиях (см. рис. 3, б) при температуре 960°C и давлении 9·10<sup>2</sup> МПа. В процессе его преобразования со снижением давления до 6,5·10<sup>2</sup> МПа и температуры до 940°C при некотором увеличении окисленности среды в нем возрастают концентрации Si, Ti, Mg и K и снижаются Ca, Al, Na. Все эти три разновидности амфибола, скорее всего, являются релитовыми, т.к. заметно отличаются по параметрам кристаллизации и состава от магматической роговой обманки.

Основные типоморфные особенности и параметры кристаллизации биотитов гранитоидов латитового ряда хр.Полуосный были рассмотрены ранее [8]. Практически во всех изученных породах сохранились реликты его ранней, магнезиальной генерации (f от 36 до 47%), кристаллизовавшиеся при температурах 850—920°C и, как и магматические амфиболы, в условиях буфера QFM при умеренной фугитивности кислорода (—log f O<sub>2</sub> 14—17). По составу они отвечают биотитам габброидов [11] или биотитам производных корово-мантйных магм [10]. В ходе дальнейшей кристаллизации при снижении температур от 900 до 590°C и росте железистости биотита до 62—67% активность кислорода, воды и галогенов при его образовании заметно снижалась. Начальные условия этапа эволюции всех рассматриваемых магматических систем благоприятны для генерации золотого оруденения (log f HCl до 4,8; log f HF до 1; log f H<sub>2</sub>O до 4,1), тогда как параметры кристаллизации остаточных расплавов приближаются к таковым оловяноосным систем [7, 8].

Для установления признаков мантйно-корового взаимодействия показателен состав пегматитов и пегматоидных лейкогранитов, образующих протяженные жилы в северной части Эликчанского массива. Породы сложены высоким ортоклазом, низко и умеренно упорядоченным олигоклазом и листочками магнезиального биотита, богатого F (до 2,6%), Cl (до 1%) и редкими щелочами при низком содержании воды. Температура кристаллизации биотита достигала 920°C (800—920°C), т.е. была выше, чем для его ранней генерации в гранитоидах массива. По составу он отвечает биотиту габброидов и формировался при высокой активности кислорода, воды и галогенов: —log f O<sub>2</sub> 11—12,4; log f H<sub>2</sub>O 3,8—3,2; log f HCl 3,6—3,8; log f HF +0,5—0, т.е. при параметрах, благоприятных для генерации золотого оруденения. Такие характеристики пегматитов не соответствуют стандартному ходу кристаллизационной дифференциации гранитоидных магм. Судя по близости составов биотитов из автолитов в гранодиоритах и из пегматитов, последние генерировались в нижних горизонтах магматического очага, но явный подток тепла и подкоровых флюидов в данном случае очевиден. На это указывают и положительная аномалия Eu на трендах распределения редкоземельных элементов в пегматитах, высокотемпературный (900°C) характер пирротинов, слагающих в них многочисленные гнезда и обладающих повышенными содержаниями Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 0,4%), что обычно для сульфидов производных базальтовых магм.

Итак, проведенное изучение типоморфных особенностей темноцветных минералов гранитоидов латитового ряда хр.Полуосный позволило установить следующее:

— ранние генерации пироксенов, амфиболов и биотитов близки по составу этим минералам производных базитовых магм;



эволюция составов магматических пироксенов соответствует таковой для этих минералов в медленно остывающих базальтоидных магмах;

во всех изученных породах присутствуют рститы высокобарических пироксенов и амфиболов метаморфизованных ультраосновных и основных изверженных и пироксеносодержащих метаморфических пород;

специфика составов биотитов пегматитов Эликчанского массива указывает на генерацию пегматоидного расплава в низах магматической колонны при дополнительной подтоке тепла и подкоровых флюидов.

В целом, типоморфные особенности темноцветных минералов гранитоидов латитового ряда хр. Полоусный, наряду с выявленной ранее минеральной и геохимической спецификой пород, ростом температур кристаллизации гранитоидов глубоких горизонтов массивов могут быть объяснены зарождением материнских расплавов в нижнекоревых базит-гранулитовых субстратах и локализацией массивов в зоне повышенной проницаемости, что обеспечило поступление в зону магнегенерации дополнительно тепла и летучих из поднимающихся по тем же тектоническим зонам глубинных мантийных магм.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бородин Л.С.* Петрохимия магматических серий. — М.: Наука, 1987.
2. *Занвилевич А.Н., Карманов Н.С., Бурдуков И.В., Литвиновский Б.А.* Оценка условий кристаллизации габбро-сиенитовой серии на основе химического состава минералов (Опурковский массив, Забайкалье) // Зап. ВМО. 1999. № 1. С. 25—48.
3. *Оксман В.С., Прокопьев А.В.* Терригенные тектонические меланжи Полоусненского синклиория // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 47—50.
4. *Сезалевиц С.Ф.* Петрохимия и геохимические особенности магматических пород хребта Улахан-Сис (северо-восточная Якутия) // Геохимия. 1986. № 7. С. 940—955.
5. *Спектор В.Б., Гриненко В.С.* Тектоническая схема. Геологическая карта Якутии м-ба 1:500 000. Нижне-Янский блок. — С.-Пб., 1995.
6. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. — М.: Наука, 1977.
7. *Трунилина В.А.* Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. — Новосибирск: Наука, 1992.
8. *Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П.* и др. Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. — Якутск: ЯНЦ, 1996.
9. *Шнай Г.К.* Амфиболы щелочных и близких им пород Южного Верхоянья // Зап. ВМО. 1994. № 5. С. 89—98.
10. *Brimhall G.H., Crerar D.A.* Ore fluids: Magmatic to supergene. In thermodynamic modeling of geological materials // Minerals, Fluids and Melts. Reviews in mineralogy. Michigan. 1987. Vol. 17. P. 235—321.
11. *Foster M.D.* Interpretation of the composition of trioctahedrale micas // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1960. № 354—B. P. 115—146.
12. *Hollister L.S., Grisson G.P., Peters E.K.* et al. Confirmation of the empirical correlation on the Al in hornblend with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Min. 1987. Vol. 72. № 3—4. P. 231—239.
13. *Longinova A.M., Sobolev N.V.* Crystalline inclusions in chrome-spinels from kimberlites and lamproites // 5-th Int. Kimberlite Conf. Ext. Abst. Brazil, 1991.
14. *Mitchell R.H., Platt R.G.* Mafic mineralogy of ferroaugite syenite from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada // J. Petrol. 1978. Vol. 23. P. 186—214.
15. *Nisbet E.G., Pearce J.A.* Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting // Contrib. Mineral. and Petrol. 1977. Vol. 63. № 2. P. 149—160.

УДК [549.6:552.321.1](571.56)

© Т.С.Хабидулина, 2001

## Включения в цирконах из гранитоидов различных петрогенетических типов Верхояно-Колымских мезозоид

Т.С.ХАБИДУЛИНА

Среди позднемезозойских гранитоидов Верхояно-Колымских мезозоид на основании их петрографических, петрохимических, минеральных особенностей и геохимической специфики выделены следующие ассоциации: тоналит-гранодиорит-плагмогранитная (М-тип), диорит-гранодиорит-гранитная (I-тип), гранодиорит-гранитная (IS-тип), гранит-лейкогранитная (S-тип), щелочно-полевошпатовых и щелочных гранитов (А-тип) [5, 6].

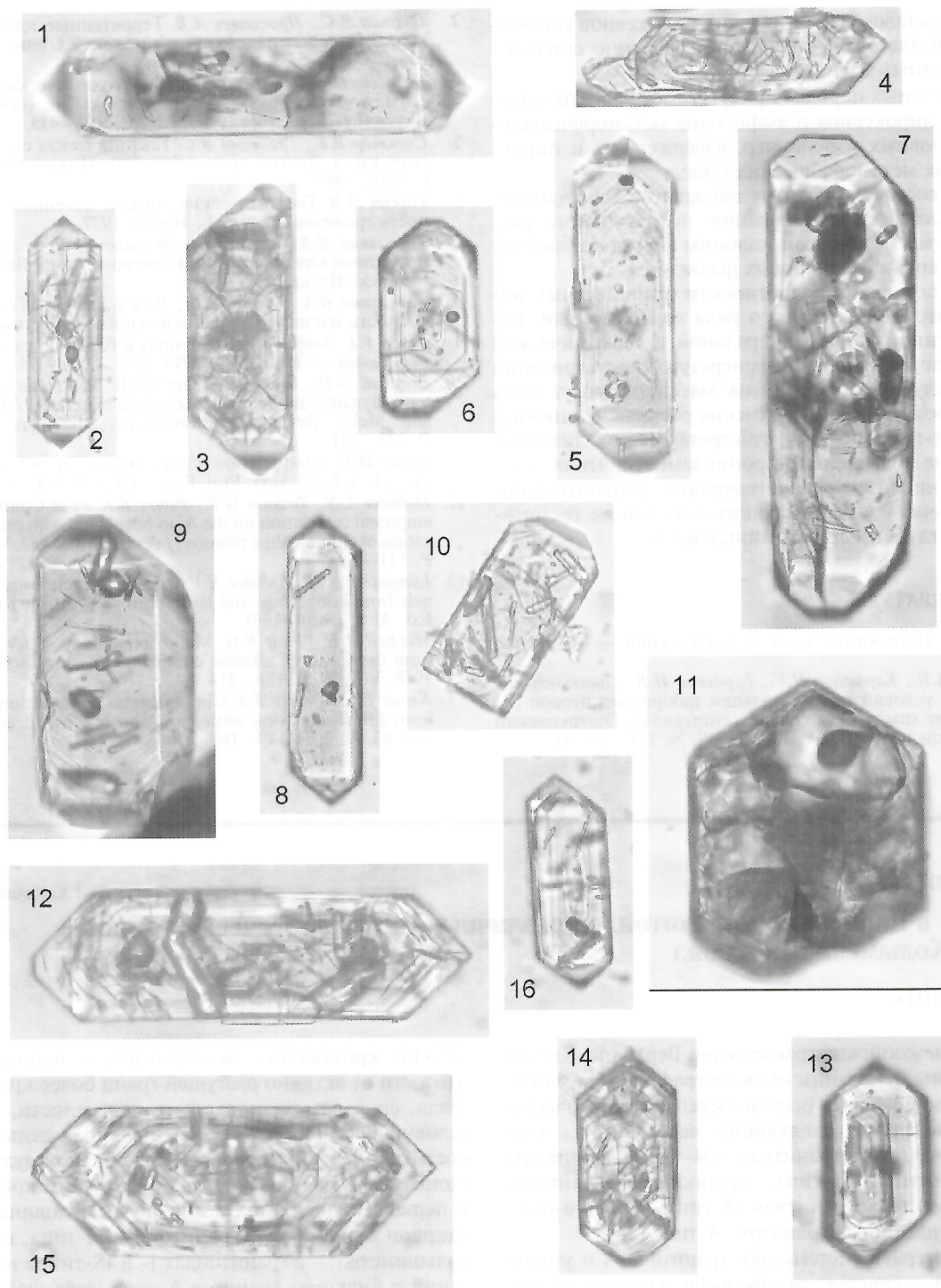
Один из критериев систематики гранитоидов и уточнения их генезиса — кристалломорфология акцессорных цирконов [7, 8] и состав в них минеральных включений. В статье приведены результаты изучения включений цирконов в цирконах всех перечисленных петротипов гранитоидов региона, за исключением гранитоидов S-типа. Состав включений и его соотношения с составом циркона-хозяина информативны для качественной оценки физико-химических условий среды кристаллизации минералов, что позволяет судить о составе материнских расплавов и областях их генерации.

Изученные включения цирконов в цирконах (рисунок) разделены на несколько групп. Первая (около 70% наблюдений) представлена захваченными во время роста идиоморфными зернами с  $ZrO_2/HfO_2$  в пределах их колебаний у циркона-хозяина. Это соотношение, а также близкие содержания примесных элементов (P, Yb, Y, U, Th) позволяют рассматривать эти цирконы как сингенетичные. В этом случае только начавший свою кристаллизацию еще очень

мелкий кристаллик, оказавшийся в непосредственной близости от активно растущей грани более крупного кристалла, сначала прилипает к ее поверхности, а затем при условии благоприятного соотношения удельных поверхностных энергий, «обволакивается», «принудительно поглощается» этим более активно растущим кристаллом [1]. К первой группе принадлежит почти половина включений «циркон в цирконе» в гранитоидах М-типа, подавляющее большинство — в гранитоидах I- и IS-типов и часть включений в цирконах гранитов А-типа (таблица). Включения установлены в цирконах как ранних, так и поздних этапов магматической кристаллизации и особенно обильны в позднемагматических цирконах I- и IS-гранитоидов в связи с появлением множества центров кристаллизации в охлажденном расплаве.

В некоторых случаях соотношения составов включения сингенетичного циркона и циркона-хозяина менее однозначны. Так, включения цирконов в цирконе морфотипа  $P_1-G_1$  ( $HfO_2 \approx 1,34\%$ ,  $UO_3 \approx 0,25\%$ ,  $ThO_2 \approx 0,01\%$ ,  $Yb_2O_3 \approx 0,15\%$ ,  $Y_2O_3 \approx 0,24\%$ , в среднем по зерну) из гранитов массива Мокринский резко обогащены элементами-примесями по сравнению с цирконом-хозяином (см. таблицу, зерно 290). Они характеризуются высокими до ураганных содержаниями (в %):  $HfO_2$  1,6—2,73;  $UO_3$  до 3,58;  $ThO_2$  до 2,08 при концентрациях  $Yb_2O_3$  и  $Y_2O_3$ , превышающих таковые даже во внешних оболочках циркона-хозяина в два раза и более. В то же время в других кри-





#### Включения в цирконах:

*гранитоидов M-типа*: Берендейский массив: 1 — J<sub>5</sub> из гранит-порфиров, 2 — P<sub>5</sub>, 3 — J<sub>4-5</sub> из гранодиорит-порфиров, 4 — J<sub>4-5</sub> из диоритов; массив Чук Нальчанского ряда: 5 — J<sub>5</sub> из гранодиоритов, 6 — J<sub>5</sub> из диоритовых порфиров, 7 — J<sub>4</sub> из гранитов; *гранитоидов I-типа*: массив Безьянный, из гранитов: 8 — P<sub>5</sub>, 9 — P<sub>4</sub>; *гранитоидов IS-типа*: массив Саханья: 10 — D, 11 — P<sub>3/1</sub>, 12 — P<sub>4-5</sub> из гранитов, 13 — P<sub>5</sub> из гранодиоритов; 14 — P<sub>2</sub> из гранитов массива Селеннях; 15 — S<sub>24-25</sub> из гранитов массива Ирюнджинский; 16 — P<sub>5</sub> из гранитов массива Салтага-Тас); ×162

сталлах того же морфотипа из той же популяции (см. таблицу, зерно 289) сам циркон-хозяин (HfO<sub>2</sub>≈1,77%, UO<sub>3</sub>≈5,68%, ThO<sub>2</sub>≈0,2%, Yb<sub>2</sub>O<sub>3</sub>≈0,3%, Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>≈0,9%, в среднем по зерну) резко обогащен примесями до содержаний, превышающих таковые во включениях. В последних они даже несколько ниже средних по цирконам гранитов.

Такая ситуация может быть объяснена с учетом весьма широких вариаций содержаний перечисленных элементов

внутри других кристаллов морфотипа P<sub>1</sub>—G<sub>1</sub>, не имеющих включений. Изменения концентраций микроэлементов даже в одном зерне примерно такие же, как у описанных выше пар циркон-включение—циркон-хозяин. Например, концентрация HfO<sub>2</sub> в самом кристалле-хозяине морфотипа P<sub>1</sub>—G<sub>1</sub> (зерно 289) изменяется от 1,41 до 2,38%, UO<sub>3</sub> от 1,97 до 9,68%. Отсюда следует вывод о химической неоднородности питающих растворов, осложненной сильней-



шей «анизотропией питания» [1] (различной степени доступности разных частей кристалла для неоднородных питающих растворов) на заключительной стадии становления массива. Это подтверждается наличием интенсивно обогащенных примесями и преобразованных в метамиктные модификаций магматических высоко- и среднетемпературных морфотипов  $P_{4-5}/1$  и  $P_3/1$  в популяции. Включения в цирконах морфотипа  $P_1-G_1$ , таким образом, также можно отнести к сингенетичным.

Вторую группу (около 20% изученных примеров) составляют «включения» в преобразованных в метасоматическую стадию морфотипах циркона, по составу близкие соответствующему магматическому морфотипу. Так, в обогащенном примесями цирконе морфотипа D/1 массива Мокринский ( $ZrO_2/HfO_2$  42–43 и  $HfO_2 \approx 1,5\%$ ) зафиксировано «включение» циркона с содержанием  $Yb_2O_3$  0,08%,  $UO_3$  0,24% при отсутствии уловимых содержаний  $Y_2O_3$ ,  $ThO_2$ . Низкое содержание  $HfO_2$  (1,15%) и  $ZrO_2/HfO_2$  58,7 близки аналогичным показателям в неизменных цирконах морфотипа  $J_5$  ( $ZrO_2/HfO_2$  58,4;  $HfO_2$  1,17%;  $Y_2O_3$  0,04%, при отсутствии уловимых содержаний  $Yb_2O_3$ ,  $UO_3$ ,  $ThO_2$ ), присутствующих в этой популяции. Поскольку морфотип  $J_5$ , смежный морфотипу D на типологической диаграмме [8], кристаллизовался в близких физико-химических условиях, то по его примесным характеристикам можно с большой долей вероятности предположить и близкий состав цирконов неизменного морфотипа D. Следовательно, эти включения представляют собой переработанные реликты исходного материала последнего.

В кристалле морфотипа  $P_{4-5}/1$  из этих же пород наблюдались пять таких «включений» неправильной формы. Все они близки по  $ZrO_2/HfO_2$  и содержаниям примесей (см. таблицу) нормальным цирконам морфотипа  $P_{4-5}$ , также присутствующим в этой популяции, и цирконам стандартных гранитов. Непреобразованные кристаллы имеют  $ZrO_2/HfO_2$  49–62 при среднем по зерну содержании  $Yb_2O_3$  0,02%,  $Y_2O_3$  и  $UO_3$  по 0,06%,  $ThO_2$  0,02%,  $HfO_2$  1,2%. Они заключены в оболочку постмагматического метасоматического цирколита морфотипа  $P_{4-5}/1$ . По ураганым содержаниям элементов-примесей ( $Y_2O_3$  2,4%;  $HfO_2$  2,44%;  $UO_3$  7,35%;  $ThO_2$  0,58%) этот последний может быть определен как наэтит [3]. Описанные выше включения также можно диагностировать как реликты непреобразованного циркона-хозяина. Аналогичные реликты установлены и в морфотипе  $P_3/1$  той же популяции (см. таблицу).

Четыре реликта непреобразованного циркона морфотипа  $P_5$  внутри преобразованного  $P_5/1$  установлены и в одном из кристаллов из пегматоидных лейкогранитов IS-типа массива Салтага-Тас. Полная тождественность их составов и непреобразованных кристаллов морфотипа  $P_5$  не оставляет сомнений в их природе. Такие же реликты изучены и в цирконах гранитов А-типа массива Герамдачан (морфотип  $P_5/1$ ), в щелочно-полевошпатовых гранитах массива р.Желтая ( $P_4/1$ ) (см. таблицу).

Третью группу (около 10% наблюдений) составляют включения, характеризующиеся  $ZrO_2/HfO_2$ , заметно превышающими таковые минерала-хозяина, но аналогичные или близкие по составу часто фиксируемым в центрах его зерен ядрам-затравкам, унаследованным от предыдущих этапов кристаллизации в материнском расплаве. Такие включения наиболее показательны для гранитоидов мантийно-корового и корово-мантийного генезиса (М- и I-типы). Так, раннемагматический кристалл морфотипа D из популяции цирконов гранодиоритов массива Берендей (М-тип) с  $ZrO_2/HfO_2$  44–61 содержит включение циркона с  $ZrO_2/HfO_2$  84,4, почти стерильное по содержанию остальных элементов-примесей, что типично для цирконов про-

изводных основных мантийных магм. Самостоятельные кристаллы циркона такого состава присутствуют в наиболее ранних производных тоналит-гранодиорит-гранитной формации. Следовательно, эти включения кристаллизовались из основного материнского расплава и унаследованы более поздними (и более кремнекислыми) его дифференциатами.

Иную природу имеют включения таких «основных» цирконов в породах коровых гранитоидов гранодиорит-гранитной формации (IS-тип). Так, в цирконе морфотипа  $P_2$  из гранитов Селенняхского массива, имеющем среднее по зерну  $ZrO_2/HfO_2$  43,9 ( $HfO_2 \approx 1,49\%$ ;  $Yb_2O_3 \approx 0,18\%$ ;  $Y_2O_3 \approx 0,72\%$ ;  $UO_3 \approx 0,22\%$ ;  $ThO_2 \approx 0,01\%$ ), установлены корродированное ядро и два включения, приуроченные к средним зонам кристалла, с  $ZrO_2/HfO_2$  62,8 и 70–72 соответственно и с идентичными цирконам основных пород примесными характеристиками ( $HfO_2$  1,03 и 0,91–0,96%;  $Yb_2O_3 \approx 0,08$  и 0,03%-н.о.;  $Y_2O_3$ ,  $UO_3$  и  $ThO_2$  ниже чувствительности метода и в ядре, и во включениях). Раннемагматический циркон-хозяин морфотипа  $S_{24-25}$  из гранитов Ирюнджинского массива IS-типа по параметрам состава соответствует цирконам гранодиоритов ( $ZrO_2/HfO_2$  45–53;  $HfO_2$  1,27%; сотые доли процента  $Yb_2O_3$ ,  $Y_2O_3$ ,  $UO_3$  и  $ThO_2$ ). В нем проанализировано включение с  $ZrO_2/HfO_2$  69,9, характерным для цирконов производных базитовых или диоритовых магм, с присущими таким цирконам низкими содержаниями примесей ( $Yb_2O_3$  0,04%;  $HfO_2$  0,93%;  $Y_2O_3$  и  $UO_3$  — ниже чувствительности метода). В других кристаллах цирконов этого морфотипа также установлены неправильной формы ядра с близкими параметрами состава ( $ZrO_2/HfO_2$  до 75,1; концентрации элементов-примесей не более первых сотых долей процента). С учетом формационной принадлежности гранитоидов это дает основание предполагать реститовый характер включений и корродированных ядер в обоих рассматриваемых случаях (присутствие субстратов повышенной основности на уровне магмогенерации).

Ксенотимные, чуждые по химизму для данной среды кристаллизации цирконы, попавшие в расплав в результате процессов ассимиляции, среди изученных включений редки. В этом отношении показателен пример с включением циркона в кристалле циркона морфотипа D из гранитов А-типа массива Хара-Сис. По  $ZrO_2/HfO_2$  15,6 и концентрации элементов-примесей ( $HfO_2$  3,35%;  $UO_3$  0,47%;  $Yb_2O_3$  1,22%;  $Y_2O_3$  ниже чувствительности метода) циркон-включение существенно отличается от циркона-хозяина ( $ZrO_2/HfO_2$  39,1;  $HfO_2$  1,65;  $UO_3$  1,44%;  $Yb_2O_3$  0,11%;  $Y_2O_3$  0,29%). Параметры состава первого, близкие таковым цирколита пегматитов, альбитизированных гранитов и лейкократовых гранитоидов [2, 4], указывают на его формирование в крайне кислой среде. Выявленный в них дефицит иттрия часто возникает на поздне-постмагматических стадиях становления гранитоидов после кристаллизации аксессуарных минералов, особенно апатита и ксенотима, и активного поглощения этого элемента низкотемпературными породообразующими минералами в виде изоморфной примеси, а также при перекристаллизации цирконов гранитоидов. Параметры же состава циркона-хозяина соответствуют условиям его образования в умеренно кислой среде, более бедной в отношении  $Yb_2O_3$ ,  $UO_3$ ,  $HfO_2$ , но с «нормальной» для этих условий концентрацией  $Y_2O_3$  (0,17%) [4].

В цирконе морфотипа D гранитов IS-типа массива Саханья проанализировано включение циркона, заметно отличающееся как от циркона-хозяина, так и от других магматических цирконов популяции. Содержания  $HfO_2$  1,48% (1,15–1,32% в минерале-хозяине) и  $ZrO_2/HfO_2$  37,9 (50–57 в кристалле-хозяине) в сочетании с количеством



Состав включений цирконов в цирконах пород различных петрогенетических типов Верхояно-Колымских мезозойд

Массив	Порода	Циркон-хозяин		Состав циркона-включения							Тип включений		
		Морфотип	ZrO <sub>2</sub> /HfO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	HfO <sub>2</sub>	UO <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub> /HfO <sub>2</sub>			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
<i>A-гранитоиды</i>													
Гермдачан	Пегматит	P <sub>5</sub> /1	39,9—65,8	64,2	0,04	0,06	1,09	Н.о.	Н.о.	58,9	R		
				66,5	0,03	0,17	1,29	н.о.	0,16	51,5	R		
Хара-Сис	Гранит	D	35,9—66,3	52,2	0,22	Н.о.	3,35	0,47	Н.о.	15,6	X		
Желтая	Гранит	P <sub>4</sub> /1	27,2—38,2	63,6	0,26	0,91	2	2,08	0,02	31,8	R		
<i>M-гранитоиды</i>													
Берендей	Диорит	J <sub>4-5</sub>	71—79	68,4	Н.о.	Н.о.	0,9	Н.о.	Н.о.	76	S		
	Гранодиорит-порфир	D	44—61	65,8	0,09	Н.о.	0,78	Н.о.	Н.о.	84,4	I		
		J <sub>4-5</sub>	40—60	68,3	0,01	Н.о.	1,03	Н.о.	Н.о.	66,3	I		
	Гранит-порфир	J <sub>5</sub>	48—66,5	68,9	Н.о.	Н.о.	1	Н.о.	Н.о.	68,9	I		
Чук	Диоритовый порфирит	J <sub>5</sub>	45—56	60,8	0,07	Н.о.	1,42	Н.о.	0,11	46,8	S		
	Гранодиорит	J <sub>5</sub>	42,6—57	68,1	Н.о.	Н.о.	1,32	Н.о.	0,01	51,6	S		
	Гранит	J <sub>4</sub>	46,4—59	61,6	Н.о.	0,14	1,17	Н.о.	Н.о.	52,6	S		
		G <sub>1</sub>	17—42	63,2	0,37	0,43	2,02	1,65	0,21	31,3	S		
<i>I-гранитоиды</i>													
Безымянный	Гранит	S <sub>9</sub>	45—55	65,7	0,17	0,67	1,35	1,81	0,01	48,6	S		
		P <sub>5</sub>	49—56	68,4	Н.о.	Н.о.	1,34	Н.о.	Н.о.	51	S		
		P <sub>4</sub>	37—67	64,2	0,11	0,01	1,36	Н.о.	Н.о.	47,2	S		
Дьялчан	Диоритовый порфирит	S <sub>21-22</sub>	42—66	63,5	0,23	Н.о.	1,2	Н.о.	Н.о.	52,9	S		
Тенкели		D	43—63	65,7	0,1	Н.о.	1,29	Н.о.	Н.о.	50,9	S		
Бургочан		J <sub>4-5</sub>	46—53	65,1	Н.о.	0,13	1,34	Н.о.	0,02	48,6	S		
<i>IS-гранитоиды</i>													
Ирюнджинский	Гранит	S <sub>24-25</sub>	45—53	64,8	0,04	Н.о.	0,93	Н.о.	0,06	69,9	St		
Мокринский	Гранит	D/1	43,06	67,5	0,08	Н.о.	1,15	0,24	Н.о.	58,7	R		
				P <sub>4-5</sub> /1	26—38	65,7	0,16	0,25	1,39	Н.о.	0,04	47,3	R
						66,8	0,06	0,05	1,52	Н.о.	Н.о.	43,9	R
						67,8	0,08	Н.о.	1,38	Н.о.	Н.о.	49,2	R
						67,9	0,04	Н.о.	1,4	Н.о.	Н.о.	48,5	R
						68,0	0,01	Н.о.	1,25	Н.о.	Н.о.	54,4	R
		P <sub>3</sub> /1	31—44	65,6	Н.о.	Н.о.	1,11	Н.о.	Н.о.	59,1	R		
				65,0	Н.о.	Н.о.	1,2	Н.о.	Н.о.	54,2	R		
				65,9	0,05	Н.о.	1,12	Н.о.	Н.о.	58,9	R		
		P <sub>1</sub> —G <sub>1</sub> , зерно 290	21—56	62,6	0,3	0,87	1,6	2,19	0,07	39,1	S		
				63,0	0,32	0,97	2,02	2,83	0,13	31,2	S		
				65,6	0,23	0,23	2,73	0,92	Н.о.	24	S		
		P <sub>1</sub> —G <sub>1</sub> , зерно 289	21—56	54,6	0,47	1,32	1,92	1,84	2,08	28,5	S		
				68,4	0,05	0,02	1,26	Н.о.	Н.о.	54,3	S		
				68,8	0,05	Н.о.	1,28	Н.о.	Н.о.	53,7	S		
		69,1	0,03	Н.о.	1,31	Н.о.	Н.о.	52,8	S				



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Салтага-Тас	Гранит	P <sub>5</sub>	50—82	65,1	Н.о.	Н.о.	1,27	Н.о.	Н.о.	51,3	S
				66,7	0,02	0,1	1,07	Н.о.	Н.о.	62,3	S
		G <sub>1-2</sub>	31—47	64,3	0,31	0,34	2,02	0,63	Н.о.	31,8	S
	Пегматоидный лейкогранит	P <sub>5</sub> /1	45,5—66,6	65,2	Н.о.	Н.о.	1,32	Н.о.	Н.о.	49,5	R
				65,8	0,03	Н.о.	1,18	Н.о.	Н.о.	55,8	R
				64,9	0,06	0,04	1,26	Н.о.	0,01	51,5	R
				64,0	0,04	0,04	1,22	Н.о.	Н.о.	52,4	R
Саханья	Гранит	D	50,7—57,5	56,1	0,17	0,24	1,48	Н.о.	Н.о.	37,9	X
				P <sub>4-5</sub> /1	16,1—35	69,1	0,02	Н.о.	1,38	Н.о.	Н.о.
		69,2	0,03	Н.о.		1,42	Н.о.	Н.о.	48,7	S	
		68,7	0,03	Н.о.		1,38	Н.о.	Н.о.	48,8	S	
	P <sub>3</sub>	44—63,3	65,1	0,09	0,14	1,21	Н.о.	Н.о.	58,7	S	
	Гранодиорит	P <sub>5</sub>	30,4—60,9	67,7	0,04	Н.о.	1,32	Н.о.	Н.о.	51,3	S
Селеннях	Гранит	P <sub>3</sub>	27,01—58,9	65,6	0,13	0,19	1,27	Н.о.	Н.о.	51,9	S
		P <sub>2</sub>	39,2—47,5	64,7	0,08	Н.о.	1,03	Н.о.	Н.о.	62,9	Rt
				65,2	0,03	0,08	0,91	Н.о.	Н.о.	72	Rt

Примечание: типы включений: S — сингенетичное, St — реститовое, R — реликтовое, I — унаследованное, X — ксеногенное. Н.о. — не обнаружено.

фиксируемых элементов-примесей (см. таблицу), значительно превышающим таковые у циркона-хозяина ( $\text{HfO}_2 \approx 1,15 \div 1,32\%$ ;  $\text{Yb}_2\text{O}_3 \approx 0,07\%$ ;  $\text{Y}_2\text{O}_3$ ,  $\text{UO}_3$ ,  $\text{ThO}_2$  ниже чувствительности метода) и близким неперекристаллизованным цирконам гранитоидов [2, 4], дают основание считать данное включение также ксеногенным.

Интересен пример пяти «включений» циркона очень близкого состава в кристалле морфотипа P<sub>3</sub> из гранитов массива Саханья, сконцентрированных в центре кристалла-хозяина в виде сцементированного конгломерата, послужившего затравкой при образовании периферийных оболочек. По содержанию элементов-примесей включения и сам циркон довольно близки. Объяснить подобное явление можно перерывом в ходе нормальной кристаллизации и образованием прототрещин в выделившихся минералах, вероятно, при остановке в промежуточной камере. При последующем продвижении расплава вместе с кристаллической фазой на уровень становления имели место частичная дезинтеграция зерна и последующее его обрастание ненарушенными оболочками. Перерыв в кристаллизации был незначительным и не сопровождался заметным изменением состава расплава, на что указывает близость составов фрагментов ядра и оболочек.

Таким образом, в цирконах гранитоидов Верхояно-Кольмских мезозой установлены сингенетичные, реститовые, унаследованные, реликтовые и ксеногенные включения цирконов. Соотношение их составов с составами минерала-хозяина дает дополнительную информацию, уточняющую генетические выводы, полученные при изучении как отдельных морфотипов цирконов, так и популяций в целом.

Состав унаследованных включений цирконов в цирконах пород гранитного и гранодиоритового состава М-типа, близкий к таковому цирконов базитов, указывает на основной характер первичных выделений. В цирконах гранитоидов IS-типа с учетом их формационной принадлеж-

ности подобные включения представляют собой реститы и указывают на присутствие субстратов повышенной основности на уровне магмогенерации.

Широкие вариации составов сингенетичных включений, отражающие высокую степень химической неоднородности питающих растворов, осложненную «анизотропией питания», особенно часто отмечены в цирконах гранитоидов мантийно-корового генезиса.

Ксеногенные включения, резко отличающиеся по составу от магматических цирконов, дают дополнительную информацию о специфике пород, ассимилированных расплавом при его продвижении на уровне становления. Реликтовые включения — фрагменты исходного магматического циркона, в дальнейшем преобразованного на метасоматической стадии. Наличие подобных «включений» в преобразованных кристаллах зависит от условий становления гранитоидов (закрытого или открытого типа) и флюидного режима в камере их становления.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. — М.: Наука, 1975.
2. Красобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. — М.: Наука, 1986.
3. Липова И.М. Природа метамиктных цирконов. — М.: Атомиздат, 1972.
4. Ляхович В.В. Редкие элементы в аксессуарных минералах гранитоидов. — М.: Недра, 1973.
5. Трунилина В.А. Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. — Новосибирск: Наука, 1992.
6. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Кольмо-Омолонского микроконтинента). — Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999.
7. Хабибуллина Т.С., Трунилина В.А. Кристалломорфология аксессуарных цирконов гранитоидов Верхояно-Кольмских мезозой // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 3. С. 70—75.
8. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207—220.



## Самородный марганец из щелочных пикритов Центрального Алдана

А.А.КИМ, Н.В.ЗАЯКИНА

Самородный марганец в виде плохо окатанных, угловатых зерен, размером 0,6—0,8 мм, впервые обнаружен в золотоносных россыпях Центрального Алдана на участках с повышенной концентрацией платиноидов рудного облика. Там же встречены самородные свинец, медь, железо, силициды железа и титана (руч.Юхточка и Таежка, Якокутское вулканическое поле) или хромферриды, ферхромиды и карбиды хрома и железа (Куранахское вулканическое поле). Эти россыпи не имеют связи с известным Инаглинским дунитовым массивом, в платиноносных россыпях которого также обнаружены самородный свинец, медь, железо, хромферриды, ферхромиды и карбиды [1, 2, 4]. Платиноиды и сопутствующие им самородные металлы связаны с разнообразными телами щелочных базит-ультрабазитовых пород [3]. В последних отмечены повышенные содержания  $MnO$  0,37—0,40% при характерных в целом для этого комплекса пород 0,06—0,22%.

В связи с тем, что первые зерна самородного марганца и карбида марганца были обнаружены в шлихах из аллювия, следовало доказать природное происхождение этих минералов. Для этого нами изучались тяжелые концентраты, полученные в процессе обогащения щелочных базит-ультрабазитов с высокими содержаниями марганца. В концентрате, полученном из ортоклаз-оливин-пироксенового пикрита (штупная проба 3051, масса 21 кг), было обнаружено несколько зерен самородного марганца, размером 0,2—0,4 мм. От зерен из аллювия они отличались более мелкими размерами, остроугольной формой и очень ярким металлическим блеском. Зерно самородного марганца, размером до 0,3 мм, обнаружено в одном из 27 полированных шлифов из этой же породы. Структура породы порфировидная. Вкрапленники — оливин, хромсодержащий диопсид. Основная масса сложена мелкозернистым агрегатом оливина, диопсида, флогопита и ортоклаза. Акцессорные минералы представлены самородным железом, марганцовистым титаномagnetит-хромитом, апатитом, пиритом, пирротинном, самородным марганцем. Все акцессорные минералы расположены в основной массе. Хромит встречен как в основной массе, так и в виде включений в диопсиде.

**Оптические свойства и твердость.** Цвет самородного марганца стально-серый с кремовым оттенком, сходен с цветом самородного иридия, присутствующего в этих же пробах. В порошке цвет самородного марганца темно-серый. Зерна из аллювиальных проб покрыты тонкой оксидной пленкой. В сколах они имеют такой же яркий металлический блеск, как и зерна из искусственного шлиха. В полированных шлифах зерна марганца из аллювия и ультрабазитов, диагностированные как самородный марганец, имеют двухфазное строение. Основная фаза, матричная, содержит пластинчатые, сноповидные (рис. 1), реже червеобразные выделения карбида марганца, количество которых занимает 20—30% поверхности шлифа. Размер выделений от 1 до 20 мкм. В виде редких включений в матричной фазе отмечены мелкие (1—2 мкм) выделения чистого самородного марганца ( $Mn$  100%, рис. 2), а также включения тефрита-кнебелита, спессартина и хромсодержащего гаусманита. В отраженном свете на воздухе цвет матричной фазы светло-серый. Минерал изотропный, внутренние рефлексии и двуотражение отсутствуют. Спектры отражения матричной фазы, измеренные в воздухе в видимой части спектра (420—760 нм) приведены в табл. 1. Пластинчатые выделения карбида марганца слабо анизотропны. На воздухе обе фазы через некоторое время покрываются оксидной пленкой. В отраженном свете

взаимоотношения изученных фаз похожи на таковые в самородном железе с продуктами распада в виде когенита. Зерна марганца хрупкие. Твердость по Виккерсу 908—1095 кгс/мм<sup>2</sup>; измеренная в зерне из аншлифа 990 кгс/мм<sup>2</sup>, пластинчатых фаз 1049—1095 кгс/мм<sup>2</sup>.

Химический состав матричной фазы и пластинчатых выделений изучен на микроанализаторе САМЕВАХ-МІС-RO (см. табл. 2). По результатам семи анализов, средний состав матричной фазы (в %):  $Mn$  88,22;  $Fe$  6,6;  $Si$  4,86;  $P$  0,28. Эмпирическая формула  $Mn_{0,83}Si_{0,09}Fe_{0,07}P_{0,01}$ . Согласно двойной диаграмме состояния системы  $Mn-Si$ , матричная фаза при содержании кремния от 3,12 до 5,97% может рассматриваться как  $\alpha$ - или  $\beta$ - $Mn$  [6]. Содержание



Рис. 1. Самородный марганец (светло-серый) с пластинчатыми выделениями карбида марганца (темно-серые):

полированный шлиф напылен углеродом и снят во вторичных электронах;  $\times 800$

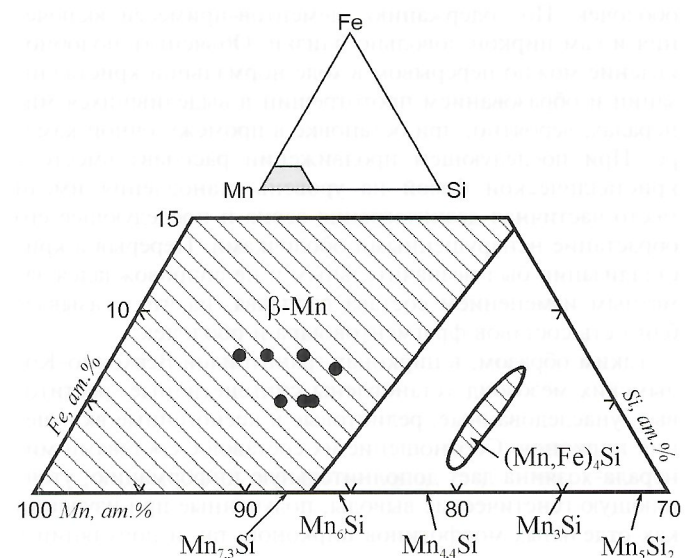


Рис. 2. Диаграмма  $Mn-Fe-Si$ ;  $Fe-Si$ -содержащие фазы  $\beta$ - $Mn$  на  $1000^\circ$  изометричной диаграмме [8]:

черные кружки — самородный марганец из объектов Центрального Алдана (табл. 2)



**1. Спектры отражения R (в %) самородного марганца из аллювия руч.Малая Юхта (обр. 48) и руч.Тажка (обр. 54)**

$\lambda$ , нм	Обр. 48	Обр. 54	$\lambda$ , нм	Обр. 48	Обр. 54
420	54,3	54,1	600	60,3	60,5
440	55,1	54,9	620	60,7	61,0
460	56,0	55,8	640	61,3	61,5
480	56,8	56,9	660	61,7	61,9
500	57,6	57,8	680	62,2	62,3
520	58,4	58,6	700	62,8	63,0
540	59,0	59,2	720	63,6	63,8
560	59,5	59,7	740	64,3	64,4
580	59,9	0,1	760	64,9	64,9

Примечание: спектры отражений сняты Л.Н.Вяльсовым, ИГЕМ АН СССР (1989). Прибор МСФП-2. Эталон — кремний, аттестован в НФЛ (Англия). Объектив 21×0,40, диаметр суммарного участка 15 мкм.

**2. Химический состав самородного марганца и карбида марганца, %**

Номер образца	Mn	Fe	Si	P	C	Сумма
41	87,26	7,93	4,81	0,35	Нет	100,35
48	86,33	7,12	5,97	0,30	«	99,72
3051	89,05	5,30	4,85	0,13	«	99,33
	89,15	5,45	5,82	0,32	«	100,74
	89,15	5,23	5,56	0,16	«	100,10
	88,23	7,88	3,89	0,36	«	100,36
	88,42	7,80	3,12	0,36	«	99,69
Среднее	88,22	6,67	4,86	0,28		100,03
<i>Продукт распада — карбид марганца Mn<sub>3</sub>C</i>						
41	86,94	5,23	3,59	0,17	4,26	100,19*
48	85,94	5,09	3,99	0,13	4,73	99,88*
54	88,11	3,45	2,63	0,15	5,33	99,67*
3051	85,84	5,56	2,90	0,24	Не опр.	94,53**
	88,84	5,62	2,87	0,18	«	97,52**
	87,56	5,50	2,88	0,19	«	96,13**
	86,35	5,66	2,94	0,20	«	95,16**
	Среднее	87,08	5,16	3,11	0,18	4,77

Примечание: микронд «Самбах-Миско», напряжение 20 кВ; аналитические линии: Si<sub>Kα</sub>, Mn<sub>Kα</sub>, Fe<sub>Kα</sub>, C<sub>Kα</sub>, P<sub>Kα</sub>; эталоны — чистые металлы, С1 — апатит на фосфор; аналитики: В.Ю.Панков (ЯИГН, 1985), \*Усова (ИГиГ, 1990), \*\*С.К.Попова (ИГН, 1998).

железа от 6,44 до 8,72% не влияет на структурные особенности этих соединений [7].

Полный химический состав пластинчатых выделений в самородном марганце был определен в зернах, обнаруженных в аллювии (зерна 41, 48, 54, см. табл. 2). Содержания углерода в них 4,26—5,33% при более низких содержаниях железа и кремния по сравнению с матричной фазой. Состав рассчитан на кристаллохимическую формулу (Mn<sub>2,92</sub>Fe<sub>0,13</sub>)<sub>3,03</sub>(C<sub>0,8</sub>Si<sub>0,17</sub>)<sub>0,97</sub>. В образцах из щелочного пикрита (пр. 3051) с аналогичными структурами распада углерод количественно не определялся.

В виде включений в матричной фазе определены (в %): тейроит-кнебелит MnO 56—71, FeO 0,3—14, SiO<sub>2</sub> 28—32, TiO<sub>2</sub> 0,2—2; спессартин MnO 49, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3,5, SiO<sub>2</sub> 32, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 10,5; хромсодержащий гаусманит MnO+Mn<sub>2</sub>O 7, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 27, FeO 6.

Монокристалльных зерен найдено не было. Для рентгенографического исследования использовались как целые

**3. Рентгеновские характеристики природного и синтетического марганца**

Обр. 3051, β-Mn	JCPDS, 33-887 β-Mn			Обр. 41, β-Mn+Mn <sub>3</sub> C		JCPDS, 23-1113 Fe <sub>3</sub> C		
	d	I	d	hkl	I	d	I	d
		3	4,462	110				
I					1	3,05		
	2,805	5	2,822	210	1	2,838		
		5	2,576	211			6	2,54
					1	2,376	65	2,38
		7	2,231	220			25	2,26
					<1	2,211	25	2,20
					1	2,154		
10	2,096	100	2,103	221	10	2,112	60	2,10
					2	2,050	70	2,06
							60	2,02
8	1,989	60	1,995	310	9ш	1,997	100	2,01
					2	1,957	55	1,97
3	1,898	25	1,903	311	4	1,907		
							30	1,87
					1	1,859	40	1,85
					1	1,761	16	1,76
		2	1,750	320				
2	1,682	9	1,686	321	3	1,685	16	1,68
							8	1,64
		1	1,530	410			20	1,58
2	1,482	6	1,487	330	2	1,485		
1	1,444	1	1,447	331				
		5	1,411	420	2	1,411		
		1	1,377	421				
1	1,343	3	1,345	332				
1	1,281	3	1,288	422				
		2	1,262	430				
6	1,234	25	1,237	510	6ш	1,234		
2	1,210	5	1,214	511	2ш	1,210		
4	1,168	20	1,172	520	4ш	1,166		
2ш	1,148	5	1,152	521	2ш	1,150		
					<1ш	1,108		
		2	1,082	530	<1ш	1,094		
2ш	1,063	5	1,066	531	2ш	1,060		
3ш	1,047	8	1,051	442	2ш	1,045		
2ш	1,033	4	1,037	610	2ш	1,033		
1ш	1,020	3	1,023	611	1ш	1,013		

Примечание: съемка выполнена на FeK<sub>α</sub> — излучении: обр. 3051 — камера, диаметром 57,3 мм, диаметр образца 0,3 мм; обр. 41 — камера Гондольфи, диаметр образца 0,7 мм; при расчетах введена поправка на эффективный диаметр камеры и поглощение в образцах.

зерна, так и препараты, приготовленные из участков зерен минерала, не содержащих продуктов распада. Расчет двух лучших из восьми рентгенограмм приведен в табл. 3. На рентгенограмме обр. 3051, приготовленного из зерна, найденного в аншлифе, присутствуют линии, соответствующие β-Mn. Сингония β-Mn кубическая, пространственная группа P4<sub>1</sub>32; a 6,287(5)·10<sup>-9</sup> нм; V 248,5(5)·10<sup>-9</sup> нм<sup>3</sup>; Z 20; d<sub>(выч)</sub> 7,04 г/см<sup>3</sup>; d<sub>(изм)</sub> 7,01 г/см<sup>3</sup>. Сильные линии на рентгенограмме d(1): 2,096 (10); 1,989 (8); 1,893 (3); 1,234 (6); 1,047 (3). Многочисленные измерения плотности пикнометрическим методом показали, что она изменяется от



6,80 до 7,01 г/см<sup>3</sup>, что связано с количеством включений карбида марганца. Максимальная измеренная плотность 7,01 г/см<sup>3</sup> наиболее близка вычисленной. На рентгенограмме зерна 41 из аллювия, кроме линий, соответствующих β-Mn, есть дополнительные линии, которые мы относим к карбиду Mn<sub>3</sub>C. Основание для этого — результаты микронзондового анализа продуктов распада и близость линий примесной фазы (d (I): 2,376; 2,211; 2,05; 1,957; 1,859; 1,761·10<sup>-9</sup> нм) к наиболее сильным линиям когенита Fe<sub>3</sub>C (JCPDS, 23—1113, d (I): 2,38; 2,10; 2,06; 1,97; 1,85·10<sup>-9</sup> нм). Когенит изоморфен с Mn<sub>3</sub>C [5]. Часть линий карбида наложена на линии β-Mn. Малые размеры выделений карбида марганца не позволяют провести более полные его исследования с определением всех минералогических характеристик.

Обнаруженный нами самородный марганец содержит железо, кремний и незначительную примесь фосфора. Железо изоморфно замещает марганец и не влияет на структурные особенности. По данным экспериментальных исследований, растворимость кремния в β-Mn при 1040°C равна 7% [6]. В обнаруженных нами соединениях количество кремния составляет 3—6%. На диаграмме Mn—Fe—Si (см. рис. 2) состав обнаруженных нами соединений находится в поле β-Mn. Мы предполагаем, что образование системы марганец—углерод, так же как и других самородных металлов и интерметаллических соединений, обнаруженных в породах щелочно-ультрабазитового комплекса, могло проходить в процессе флюидно-магматического взаимодействия расплава с восстановительными компонентами интрателлурического флюида. Расплав при внедрении испытал резкое падение давления и температуры ниже 860°C, что привело к распаду твердого раствора с образованием самородного марганца и карбида марганца.

Техногенное загрязнение аллювия россыпей самородным марганцем исключается. Техника, используемая при

обработке золотоносных россыпей, может иметь детали, изготовленные из сплавов марганца, сталинита, в составе которых присутствуют марганец в количествах 11—17%, а также хром и никель. При сварочных работах, проводимых при ремонте техники, образуются металлические шарики (часто встречаемые в россыпях), основной компонент которых — железо с незначительной примесью хрома и никеля, марганец в них либо отсутствует, либо количество его не превышает тысячных долей процента. Техногенная примесь в шлихах представлена также металлической стружкой, обломками металла. Состав последних обычно соответствует распространенным маркам стали с содержанием марганца 1—2%. Металлический марганец, обнаруженный в аллювии и протоочках ортоклаз-пироксен-оливиновом пикрита, — несомненно, природное образование.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ким А.А., Лескова Н.В. Ассоциация самородных Pb и Sb в шлиховых комплексах Центрального Алдана // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 2. С. 458—463.
2. Ким А.А., Панков В.Ю., Новоселов Ю.М. Самородный кремнистый марганец в шлиховых комплексах Центрального Алдана // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 3. С. 699—702.
3. Ким А.А., Панков В.Ю., Уютов В.И., Лескова Н.В. Минералогия и генезис минералов платиновых металлов из аллювиальных объектов Центрального Алдана // Самородное металлообразование в магматическом процессе. Якутск, 1991. С. 111—135.
4. Ким А.А., Широков А.Л. Соединения на основе хрома и железа в щелочных мафит-ультрамафитовых породах Центрального Алдана // Самородное металлообразование в магматическом процессе. Якутск, 1991. С. 135—146.
5. Косолапова Т.Я. Карбиды. — М.: Металлургия, 1968.
6. Самсонов Г.В., Дворина Л.А., Рудь Б.М. Силициды. — М.: Металлургия, 1979.
7. Татаринцев В.И., Пымбал С.М., Сандомирская Л.Н. и др. Железо-содержащие силициды марганца из Приазовья (УССР) // Минералогический журнал. 1990. Т. 12. № 6. С. 35—43.
8. Gupta K.P. New phase in the manganese—silicon and iron—manganese—silicon system // Trans. Metallurg. Soc. ALME. 1964. 230. № 1. P. 253—254.

## Стратиграфия, региональная геология и тектоника

УДК 551.72(571.56)

© Коллектив авторов, 2001

### Уникальные разрезы верхнего докембрия и фанерозоя Якутии

П.Н.КОЛОСОВ, Т.С.АЛЬХОВИК, В.В.БАРАНОВ, И.Н.БЕЛОЛЮБСКИЙ, О.В.ГРИНЕНКО, С.П.ЕРМАКОВА, В.Г.КНЯЗЕВ, Р.В.КУТЫГИН, О.А.МЕЛЬНИК, А.И.СЕРГЕЕНКО, Л.Р.СТОЛЯРОВА

На территории Якутии представлен весь известный стратиграфический интервал от рифея до современных отложений. При этом во многих разрезах стратиграфическая последовательность напластования наиболее полная, что позволяет ликвидировать пробелы в общей стратиграфической шкале. Благодаря наилучшей палеонтологической представительности и отличной обнаженности, эти разрезы могут считаться уникальными. В рамках одной статьи невозможно даже кратко рассмотреть все разрезы верхнего докембрия и фанерозоя Якутии, поэтому ниже будут представлены, с нашей точки зрения, наиболее важные из них.

**Рифей.** В Учуро-Майском районе юго-востока Сибирской платформы по рекам Учур и Ханда (Белая) обнажен гипостратотипический разрез рифея (рис. 1). Его уникальность следует из характеристики: залегает на толщах, образованных в конце афебия; по сравнению с разрезами Байкало-Патомского нагорья, Анабарской антеклизы, Оленекского, Уджинского и Хараулахского поднятий и других районов Сибири он стратиграфически наиболее

полный, хотя и выпадают отложения, отвечающие некоторым временным интервалам; на многих уровнях содержит органикостенные и окремненные остатки микроорганизмов хорошей сохранности; перекрыт вендом (терминальной системой протерозоя), представленным карбонатным типом разреза.

**Венд.** На Оленекском поднятии северо-востока Сибирской платформы по р.Хорбусуонка (правый приток р.Оленек) расположен гипостратотипический разрез венда (см. рис. 1). Его достоинства: в едином разрезе сменяет несомненный верхний рифей; на нескольких уровнях содержит фауну метазоа, следы животных, органикостенные и окремненные остатки микроорганизмов, а в кровле — единичные формы зоопроблематики; хорошо сопоставим с разрезами других регионов; перекрыт фаунистически охарактеризованными слоями раннего кембрия, датированными U—Pb методом по циркону 544 млн.лет [20].

**Нижний и средний кембрий.** На северном склоне Алданской антеклизы имеются стратотипы томмотского, атда-



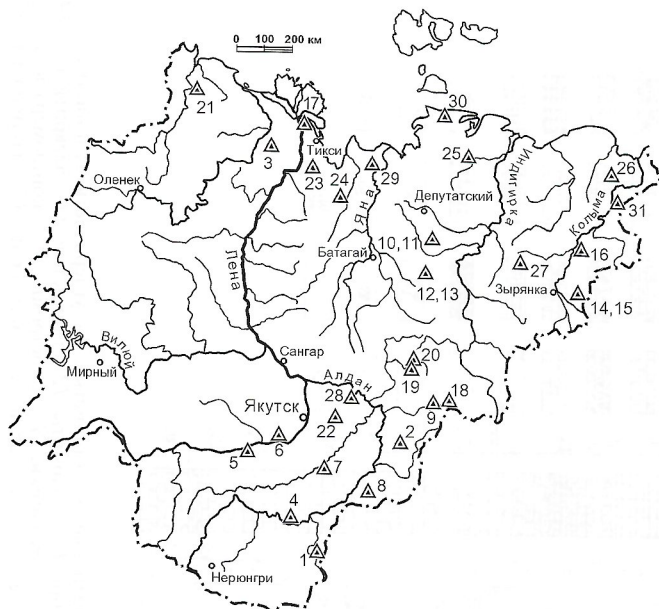


Рис. 1. Расположение уникальных разрезов верхнего докембрия и фанерозоя Якутии:

гипостратотипы: 1 — нижнего рифея (р. Учур), 2 — среднего и верхнего рифея (р. Ханда), 3 — венда (р. Хорбусуонка); стратотипы ярусов нижнего и среднего кембрия: 4 — томмотского (р. Алдан), 5 — атдабанского и ботомского (реки Лена и Буотама), 6 — тойонского (р. Лена), 7 — амгинского, 8 — майского (р. Мая); опорные разрезы нижнего девона: 9 — Тихийский, 10, 11 — Талынджинский, 12, 13 — Догдинский, 14–16 — Колымский; 17 — разрез карбона и перми (р. Лена); разрезы нижнего триаса: 18 — руч. Сеторым, 19 — руч. Лекеер, 20 — руч. Бургагагчан; 21 — разрез верхнего келловей и нижнего оксфорда (р. Анабар); опорные и стратотипические разрезы палеогена и неогена: 22 — Нижнеалданский, 23 — Хараулахский, 24 — Куларский, 25 — Тастахский, 26 — Нижнеколымский, 27 — Индигиро-Зырянский; опорные и стратотипические разрезы четвертичных отложений: 28 — Мамонтова Гора, 29 — Мус-Хая, 30 — Ойягосский Яр, 31 — Дуванный Яр

банского, ботомского и тойонского ярусов нижнего кембрия, амгинского и майского ярусов среднего кембрия. В атдабанском ярусе по р. Лена в районе местности Ой-Муран находится один из древнейших в мире рифовых массивов, в образовании которого приняли участие археоциаты в симбиозе с известковыми водорослями. Здесь наблюдается яркий пример раннего биоразнообразия на Земле.

Разрезы рифея, венда и кембрия на востоке Сибирской платформы перспективны для продолжения исследований палеонтологии докембрия и раннего кембрия и бактериальной палеонтологии. В этих разрезах возможно прослеживание на значительном временном интервале изменений изотопов углерода и палеомагнитных характеристик, увязанных с палеонтологически датированными уровнями и биостратиграфическими подразделениями. Верхнедокембрийские отложения региона пригодны для исследования условий осадконакопления, органического мира и стратиграфии в рамках международного проекта «Терминальная система протерозоя», в частности, развития и смены органического мира на рубеже рифея и венда. Рассматриваемые разрезы — лучшие в России для изучения закономерностей эволюции функций цианобактерий и известковых водорослей в экосистемах как позднего протерозоя, так и раннего палеозоя.

**Нижний девон.** На территории Восточной Якутии известно несколько представительных разрезов нижнего девона: *Талынджинский* в Селенняхском кряже (правобережье р. Талынджа) [1], *Догдинский* в хр. Тас-Хаяхта (бассейн р. Догдо), *Тихийский* в хр. Сетте-Дабан (правобережье р. Восточная Хандыга) [2] и *Колымский* на правобережье р. Колыма (рис. 2). В этих разрезах нижний девон пред-

ставлен морскими, мелководными карбонатными отложениями и охарактеризован богатейшими комплексами бентоса и конодонтов. Монографическая обработка коллекций табулят и ругоз, брахиопод и конодонтов [3, 5, 6] позволила создать новую региональную стратиграфическую схему расчленения нижнедевонских отложений Северо-Востока России и идентифицировать в праге и эмсе все зоны стандартной конодонтовой шкалы от *sulcatus* до *ratulus*. Полнота разрезов и находки в непрерывной стратиграфической последовательности космополитных видов и зональных подвидов/видов-индексов стандартной конодонтовой шкалы позволили уточнить возраст комплексов табулят, ругоз и брахиопод. Нижняя граница девонской системы и лохковского яруса установлена в основании полигрупповой лоны *gemscheidensis—admirabilis—nikolaevi, labilis*; нижняя граница пражского яруса проведена по появлению *Eognathodus sulcatus sulcatus* — подвида-индекса нижней стандартной конодонтовой зоны праги, встречающегося совместно с комплексом полигрупповой лоны *sulcatus, marinae—innae—altaicus, grande—tichiensis, prima*; нижняя граница эмса — по появлению *Polygnathus dehiscentis Philip et Jacks.*, встречающегося совместно с комплексом полигрупповой лоны *dehiscentis—parva, clara—philoctetes—graciosa, delecta* (см. рис. 2).

**Верхний палеозой.** Уникален непрерывный разрез карбона и перми мощностью более 3 км и протяженностью около 60 км на правобережье приустьевой части р. Лена и ее Быковской протоки. Этот разрез — один из немногих, в котором вскрыты базальные слои верхоянского терригенного комплекса и наблюдается его контакт с подстилающими карбонатными толщами низов карбона. Здесь была разработана А.А. Межвилком [14] и уточнена Р.В. Соломиной и другими [18] первая стратиграфическая схема верхнего палеозоя Хараулаха, выделены бастахская свита карбонатного и атырдахская, тиксинская, верхоянская и хараулахская свиты терригенного комплексов. А.С. Каширцев и другие [10, 11] разделили верхоянскую свиту на тугасирскую, кубалахскую и туорасисскую, а хараулахская — на сахаинскую, соубольскую и чинкскую свиты. В разрезе встречены многочисленные остатки беспозвоночных. В нижней части карбона известен необычайно обширный для Верхоянья комплекс фораминифер и остракод. Этот разрез — единственный, в котором встречены почти все известные комплексы позднепалеозойских аммоноидей Северо-Востока Азии [4]. Среднекаменноугольный (тугасирский) комплекс аммоноидей — наиболее представительный и до сих пор самый проблематичный (табл. 1). Вероятно, он содержит несколько самостоятельных разновозрастных комплексов, однако для их определения требуются дополнительные полевые исследования. Описанный разрез представляет собой уникальный объект для обучения студентов и молодых специалистов методам стратиграфических исследований.

**Нижний триас.** В морском нижнем триасе установлены два яруса: индский и оленекский. В качестве стратотипического района для индского яруса были предложены разрезы Гималаев и Соляного Кряжа, для оленекского — на р. Оленек в Западной Якутии. Вместе с тем, зональная схема индского яруса в Восточном Верхоянье (Северо-Восток Азии) значительно детальнее по сравнению со стратотипом (табл. 2), и стратотипы выделенных здесь зон устанавливаются всего в трех разрезах, расположенных недалеко друг от друга (см. рис. 1). Учитывая, что в стратотипе отсутствуют базальные слои нижнего триаса (зона *Otoceras concavum*), Восточное Верхоянье предлагается в качестве гипостратотипической местности, а разрезы в бассейнах рек Восточная Хандыга и Томпо — как гипостратотипические разрезы индского яруса [21].

**Юрская система.** Наиболее значимы разрезы верхнекелловейского и нижнеоксфордского подъярусов в низо-



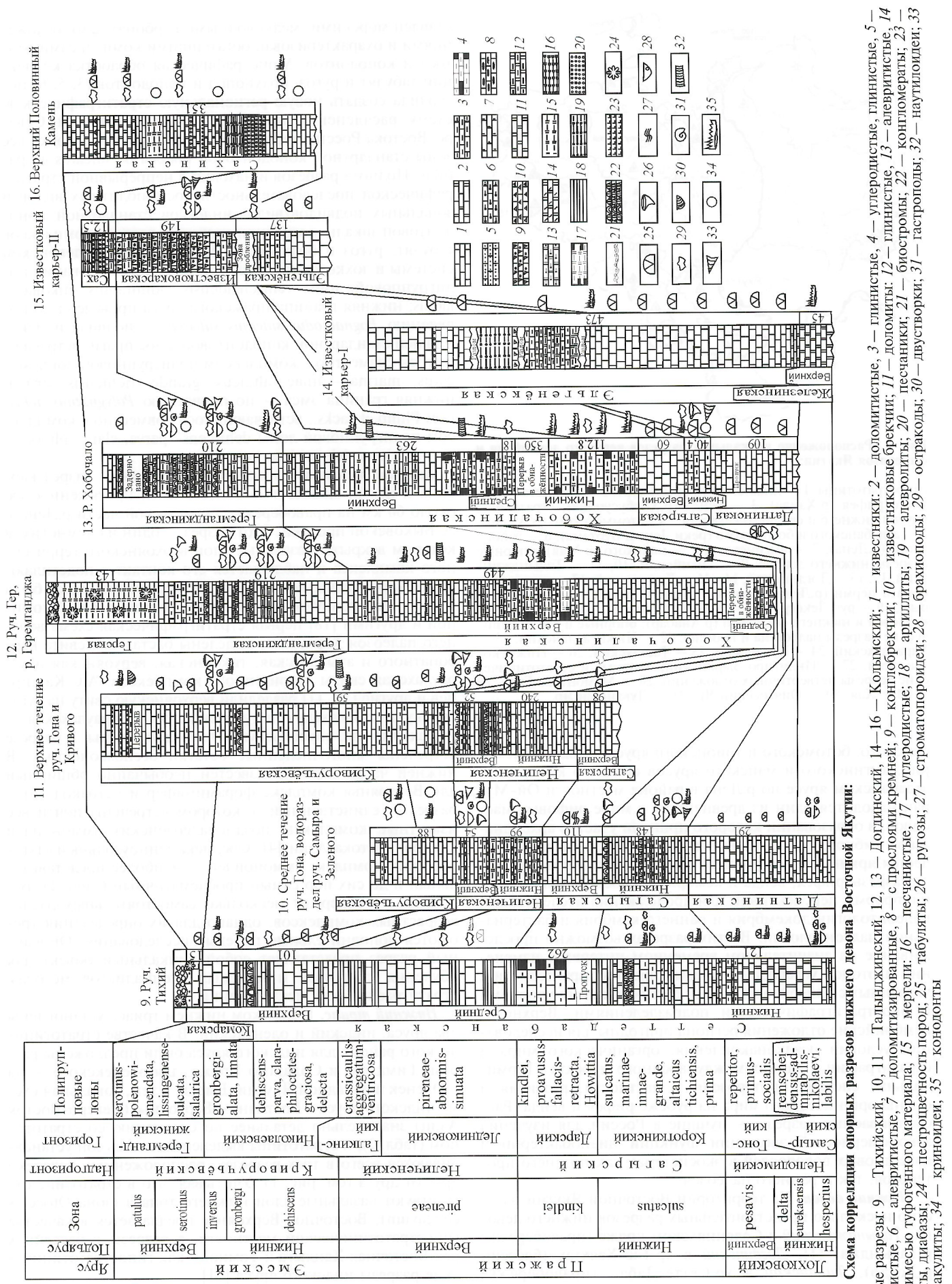


Рис. 2. Схема корреляции опорных разрезов нижнего девона Восточной Якутии:

опорные разрезы: 9 — Тихийский, 10, 11 — Тальнджинский, 12, 13 — Долгинский, 14—16 — Кольмский; 1 — известняки; 2 — доломитистые, 3 — глинистые, 4 — углеродистые, глинистые, 5 — песчаные, 6 — алевролиты, 7 — доломитизированные, 8 — с прослойками кремней; 9 — конгломераты; 10 — известняковые брекчии; 11 — доломиты; 12 — глинистые, 13 — алевролиты, 14 — с примесью туфогенного материала, 15 — мергели; 16 — песчаники; 17 — углеродистые, 18 — аргиллиты; 19 — алевролиты; 20 — песчаники; 21 — биостромы; 22 — конгломераты; 23 — базальты, диабазы; 24 — пестроцветность пород; 25 — табуляты; 26 — ругозы; 27 — стромагопоридеи; 28 — брахиопоридеи; 29 — остракоды; 30 — двустворки; 31 — гастроподы; 32 — наутилоидеи; 33 — тентакулиты; 34 — криноидеи; 35 — конодонты



# 1. Комплексы аммоноидей карбона и перми низовьев р.Лена

Система	Свита, литология, мощность	Аммоноидеи
КАМЕРНОУГОЛЬНАЯ	Чинкская алевролиты <i>вид. 300 м</i>	<i>Sverdrupites</i> (?) sp.
	Соубольская алевролиты, песчаники <i>250-350 м</i>	<i>Tumaroceras kashirzevi</i> Andr.
	Сахаинская песчаники, алевролиты <i>200-240 м</i>	<i>Tumaroceras yakutorum</i> Ruzh.
	Туорасисская алевролиты, песчаники <i>250-400 м</i>	<i>Juresanites</i> (?) <i>maximovae</i> Andr., <i>Bulunites mezheviki</i> Andr., <i>B.</i> sp. nov., <i>Agathiceras verkhoyanicum</i> Andr., <i>Tabantalites</i> (?) <i>etchiensis</i> Andr.
СРЕДНЯЯ	Кубалахская алевролиты, реже песчаники <i>200-250 м</i>	Аммоноидеи не известны
	Тугасирская алевролиты, песчаники, аргиллиты, линзы конгломератов <i>450 м</i>	<i>Diaboloceras ruzhencevi</i> Andr., <i>D.</i> sp., <i>Phaneroceas lenaense</i> Andr., <i>Bisato-</i> <i>ceras solominae</i> Popow, <i>Syngastrioceras</i> sp., <i>Aclistoceras</i> aff. <i>globosum</i> (Po- pow), <i>Glaphyrites</i> sp., <i>Proshumardites</i> sp., <i>Agathiceras uralicum</i> (Karp.), <i>Neo-</i> <i>glaphyrites</i> sp., <i>Orulganites trianguli-</i> <i>umbilicatum</i> (Popow), <i>O.</i> spp., <i>Mezorul-</i> <i>ganites borealis</i> Andr., <i>Parayakutoce-</i> <i>ras</i> sp., <i>Kayutoceras</i> (?) sp.
	Тиксинская алевролиты, аргиллиты <i>750-900 м</i>	<i>Neoglyphioceras septentrionale</i> Andr.
	Атырдахская алевролиты, песча- ники, конгломераты, редко известняки <i>250-280 м</i>	<i>Goniatites americanus</i> Gordon
	Бастахская известняки <i>120 м</i>	Аммоноидеи не известны

вях р.Анабар между устьями рек Средняя и Соединяемых (см. рис. 1). Первые сведения о юрских отложениях на севере Сибири принадлежат Э.В.Толлю [19]. Монографическое изучение коллекций аммонитов, собранных им и И.П.Толмачевым, впервые было проведено А.П.Павловым [16]. Последующий детальный анализ комплексов аммонитов, относящихся к семейству Cardioceratidae, позволил впервые установить на севере Сибири такую же полную последовательность кардиоцератид, как в стратотипических разрезах Северо-Западной Европы, представленных космополитными видами [12]. При изучении разрезов на р.Анабар впервые была разработана наиболее детальная зональная схема нижнего оксфорда, которая впоследствии вошла в Бореальный зональный стандарт юрской системы [9] (табл. 3). На этих разрезах впервые в России была палеонтологически обоснована граница келловейского и оксфордского ярусов в полном соответствии с ее положением в стратотипе между зонами *lamberti* и *magiae* [12, 13]. Перевод келловейского яруса в средний отдел юрской системы позволяет рассматривать эту границу в качестве эталонной между средней и верхней юрой на севере Сибири и, возможно, во всей Бореальной области.

**Палеогеновая и неогеновая системы.** На территории Восточной Якутии выделены 16 региональных стратиграфических ярусов, составляющих весь объем палеогеновой и неогеновой систем [8]. В Нижнеалданском районе (Нижнеалданская впадина) расположен известный разрез Мамонтова Гора [15] — опорный для миоцен-плейстоцено-

вых отложений востока Азии. Здесь установлены средний миоцен, нижний плиоцен, а в примыкающих террасах — средне-, верхнеоценовые и голоценовые осадки. Полнота разреза, отсутствие сколько-нибудь значительных размывов и перерывов в осадконакоплении, обилие разнообразных растительных остатков позволили считать нижнюю часть разреза стратотипом мамонтовгорского среднемиоценового регионаруса Восточной Сибири. В разрезе Кангаласский Мыс на р.Лена и в карьерах вскрыты палинологически охарактеризованные тандинская (олигоцен), намская (нижний миоцен), солбанская и табагинская (плиоцен) свиты. Для двух последних определены и палеомагнитные характеристики. Нижнезалегающая таттинская свита (олигоцен) обнаружена лишь в керне скважин. В отложениях миоцена и плиоцена фиксируются тектонические разрывы и зеркала скольжения, проявившиеся, по-видимому, в среднем неоплейстоцене синхронно с воздыманием Верхоянского хребта. *Хараулахский* район включает разрезы по р.Кенгдей, Кунга, Быковской протоке и Согинского шахтного поля [7]. Они характеризуют киенгский и кенгдейский регионарусы (верхний палеоцен, нижний эоцен). Традиционный набор органических остатков (спора и пыльца, плоды и семена, макрофлора) дополнен находками динофлагеллат, фораминифер и моллюсков, что свидетельствует о присутствии в разрезе кенгдейского регионаруса морских, прибрежно-морских и лагунных фаций. В *Куларском* районе в разрезах по р.Омолу, Кюгюлюр и их притокам, а также керну скважин выделены стратотипы тенкиченского (средний эоцен), омолоевского, онкучахского (конец нижнего, верхний олигоцен), ниже- и верхнеильдикиляхского (нижний—начало среднего миоцена), силгенского (средний миоцен) и хапчанского (верхний миоцен) регионарусов. Отмечено разнообразие органических остатков. Именно здесь в отложениях верхнеильдикиляхского регионаруса впервые установлен так называемый буковый горизонт, впоследствии обнаруженный во многих разрезах Северо-Востока России, Камчатки, Сахалина, Японии, тихоокеанского побережья Северной Америки. Он фиксирует миоценовый климатический оптимум и имеет субглобальный характер. В *Тастахском* районе (оз.Тастах и возвышенность Джелонг-Сисэ) выделен стратотип тастахского регионаруса. Здесь собраны богатые коллекции отпечатков листьев, плодов и семян. Палинологический комплекс (ПК) регионаруса сопоставлен с одновозрастным ПК одного из разрезов Западной Сибири. Последний включает богатую флору динофлагеллат с зональными видами, что позволило датировать тастахский регионарус ипром—началом лютета (ранний—начало среднего эоцена). В это время произошел расцвет полтавской флоры, фиксирующий субглобальное событие — эоценовый климатический оптимум северного полушария. *Нижнеколымский* район включает стратотипические разрезы паршинского и нижнеколымского регионарусов, выделенных по керну скважин, и бегуновского и кутуяхского регионарусов — по разрезам в бассейне р.Колыма. Они всесторонне охарактеризованы органическими остатками, а по керну проведены палеомагнитные исследования. Здесь установлен парастратотип верхнеильдикиляхского регионаруса, коррелируемого с морскими отложениями о.Хоккайдо (Япония), в которых получена абсолютная датировка субглобального события — миоценового климатического оптимума (около 17 млн.лет, продолжительность более 1 млн лет). *Индигиро-Зырянский* район приурочен к одноименной впадине. В разрезах на р.Сорочколах, Томптор, Сисиктях, Никандья и других выделены тенкиченский, онкучахский, силгенский и хапчанский регионарусы. Обнажение на р.Мятись вскрывает разрез эльгандинской (эоцен), даркылахской и кылахской (миоцен) свит мощностью до 2,5 км. Здесь отмечен надвиг, по которому нижнемеловые отложения перекрывают эоцено-



## 2. Биостратиграфическая схема индского яруса

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зона	Палеонтологическая характеристика	
Триасовая	Нижний	Индский	Верхний	Kingites? korostelevi	<i>Kingites? korostelevi</i> Zakh., <i>Sakhaitoides allaraensis</i> (Dagys et Erm.), <i>S.verkhoyamcus</i> (Popov), <i>Episageceras antiquum</i> (Popov)	
				Vavilovites turgidus	Vavilovites umbo-natus	<i>Vavilovites turgidus</i> (Popov), <i>V. umbonatus</i> Vavilov, <i>V compressus</i> (Vavilov)
					Vavilovites subtri-angularis	<i>Vavilovites turgidus</i> (Popov), <i>V. subtriangula-ris</i> Vavilov
				Vavilovites sverdrupi	<i>Vavilovites sverdrupi</i> (Tozer)	
				Нижний	Wordieoceras decipiens	<i>Wordieoceras decipiens</i> (Spath), <i>W. tompoen-se</i> Dagys et Erm., <i>Eovavilovites delinensis</i> Erm.
			Tompophiceras morphaeos		<i>Tompophiceras morphaeos</i> (Popov), <i>Hypophi-ceras gerbaense</i> (Popov), <i>Ophiceras transito-rium</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	

## 3. Схема зонального расчленения пограничных верхнекембрийско-нижнеоксфордских отложений севера Сибири

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Стандартные зоны и подзоны	Зоны, подзоны севера Сибири		
Юрская	Верхний	Оксфорд-ский	Средний	Perisphinctes plicatilis	<i>Cardioceras densiplicatum</i>		
				Нижний	Cardioceras cor-datum	Cardioceras cordatum	<i>Cardioceras cordatum</i>
						Cardioceras percaela-tum	<i>Cardioceras percaelatum</i>
						Cardioceras bukowski	<i>Cardioceras glorio-sum</i>
			Vertummceras marie		<i>Cardioceras prae-cordatum</i>		
			Средний	Кембрий-ский	Верхний	Quenstedtoceras lamberti	<i>Eboraciceras subordinarum</i>
						Peltoceras athleta	<i>Longaeviceras keysereilingi</i>

вые. По данным буровых работ, в бассейне р.Мятись выделен саканьинский регионарус, отнесенный к датскому ярусу.

**Четвертичная система.** Отложения имеют мощность от нескольких до первых десятков метров, разнофациальны по составу и отнесены к различным генетическим типам — от аллювиальных и озерных до ледниковых. Выделены чукочинский, аканский, ойягосский, молотковский и сартанский унифицированные горизонты [17]. Уникальность разрезов в обнажениях Дуванный Яр на р.Кольма, Мус-Хая на р.Яна, Ойягосский Яр на побережье Северного Ледовитого океана, по рекам Анной, Большая Чукочья, Алазья, Индигирка и другим определяется тем, что они позволяют детально изучить специфику полярного литогенеза, особенности зарождения и эволюции многолетне-мерзлых пород, условий захоронения в них фрагментов и целых туш мелких и крупных млекопитающих, а также рыб и насекомых. В этих разрезах обнаружены уникальные скопления костных остатков (например, Берелёхское «кладбище» мамонтов). Возраст отложений определен на основе изучения палинокомплексов, фаунистических и флористических остатков, а также по радиоуглеродному и термолюминесцентному датированию и палеомагнитным исследованиям.

Описанные уникальные по стратиграфической полноте и палеонтологической характеристике разрезы верхнего докембрия и фанерозоя имеют большое значение не только для проведения глобальной и региональной корреляции, но и выяснения истории становления и развития осадочных бассейнов Якутии и их биотической составляющей.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ—Арктика (проекты 01-05-96230, 98-05-03848).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альховик Т.С., Баранов В.В. Силур и нижний девон севера Восточной Якутии (районирование, стратиграфия, стратотипы свит) // Вопросы геологии и энергетики Якутии. Якутск, 2000. С. 3—32.
2. Альховик Т.С., Баранов В.В., Тарабукин В.П. Стратиграфия нижнего девона хребта Сетте-Дабан // Тектоно-магматические и металлогенетические проблемы геологии Якутии. Якутск, 1987. С. 127—134.
3. Альховик Т.С., Ивановский А.Б. Кораллы и биостратиграфия нижнего девона северо-восточной Якутии. — М.: Наука, 1988.
4. Андрианов В.Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1985.
5. Баранов В.В. Девонские конодонты Северо-Востока Азии // Региональная геология Якутии. Якутск, 1995. С. 26—43.



6. Баранов В.В. Отряд Rhynchonellida // Атлас девонских брахиопод Северо-Востока России. М., 1996. С. 55—112.
7. Гриненко О.В., Жарикова Л.П., Фрадкина А.Ф. и др. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. — Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989.
8. Гриненко О.В., Сергеенко А.И., Белолюбский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Восточной Якутии и Объяснительная записка к ней. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1998.
9. 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.
10. Каширцев А.С., Каширцев В.А. Верхнепермский разрез нижней Лены // Тр. IX науч. конференции инженерно-технического факультета: Тез. докл. Якутск, 1966. С. 67—68.
11. Каширцев А.С., Каширцев В.А., Сафронов А.Ф., Семенов В.П. Опорный разрез каменноугольных и нижнепермских отложений в приустьевой части реки Лены // Тр. IX науч. конференции инженерно-технического факультета: Тез. докл. Якутск, 1966. С. 54—58.
12. Князев В.Г. Аммониты и зональная стратиграфия нижнего оксфорда севера Сибири. — М.: Наука, 1975.
13. Князев В.Г., Меледина С.В., Месезников М.С., Сакс В.Н. О зональном расчленении пограничных слоев келловая и оксфорда на севере Сибири // Докл. АН СССР. 1973. Т. 109. № 3. С. 655—658.
14. Межвилк А.А. Стратиграфия Северного Хараулаха // Советская геология. 1958. № 7. С. 43—61.
15. Миоцен Мамонтовой Горы. — М.: Наука, 1976.
16. Павлов А.П. Юрские и нижнемеловые Cephalopoda Северной Сибири // Записки Академии Наук. 1914. Т. 21. Сер. 8. № 4.
17. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР. — Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987.
18. Соломина Р.В., Лунгерсгаузен Г.Ф., Захаров В.В. Разрезы каменноугольных и пермских отложений Хараулахского хребта // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Л., 1970. С. 8—20.
19. Толль Э.В. Очерк геологии Новосибирских островов и важнейшие задачи исследования полярных стран // Записки Академии Наук. 1898. Сер. 8. Т. 9. № 1. С. 435—451.
20. Bowring S.A., Kolosov P.N. et al. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science. 1993. Vol. 261. P. 1293—1298.
21. Dagens A.S., Ermakova S.P. Induan (Triassic) ammonoids from North-Eastern Asia // Rev. Paleobiol. Geneve, 1996. Vol. 15. № 2. P. 401—447.

УДК 551.761

© С.П.Ермакова, 2001

## О границах нижнего триаса

С.П.ЕРМАКОВА

Палеобиологический репер любой стратиграфической границы должен быть установлен на основании анализа развития какой-либо одной, желательнее широко распространенной и легко диагностируемой ортохронологической группы фауны. Для нижнего триаса такая группа — отряд Ceratitida, переживающий начальную стадию в перми, стадию процветания в триасе, в конце которого, без сколько-нибудь ясно выраженной стадии угасания, вымирает.

На происхождение отряда существуют две точки зрения. Первая связывает их с палеозойским отрядом Prolescanitida [5—7]. В.Е.Руженцев [3], как предка цератитов, указал род *Daraelites*, считая, что переход от дараелитид к цератитам сопровождался превращением трехчленной вентральной лопасти в двучленную с общим уменьшением числа умбональных лопастей. Согласно второй точке зрения, у ранних цератитов в процессе онтогенеза образовалась боковая лопасть, свидетельствующая о том, что первые цератиты развивались по гониатитовому типу [8]. По данным американских палеонтологов, пролеканитиды также развивались по гониатитовому типу. Не исключено, что наличие боковой лопасти у цератитов указывает не на их происхождение от гониатитов, а на то, что и гониатиты, и цератиты имели общего предка Prolescanitida, от которого отделились в разное время.

**Нижняя граница триаса.** Корневой ствол цератитов, по общепринятому мнению, — *Paraceltitidae*. От него почти одновременно в поздней перми отделились ксенодисциды, предковое семейство всего триасового разнообразия, и ароксоцератиды. Тип морфогенеза лопастной линии пермских и триасовых цератитид совершенно различен. Если у ксенодисцид в процессе онтогенеза образовалась дополнительная боковая лопасть и дальнейшее развитие происходит за счет внутренних боковых лопастей, то у триасовых цератитид линия развивалась за счет умбональных лопастей. Полный онтогенез лопастной линии изучен только у *Paraceltitis elegans* Girty из роудского яруса перми Техаса [8]. Примасура у этого вида — трехлопастная VUD. В вершине седла V/U третьей линии появляется наружная боковая лопасть, а на внутренней стороне — внутренняя боковая лопасть. Эта линия имеет для нас наибольший интерес,

представляя собой ключевой момент в развитии цератитид. Начиная с третьей линии, дальнейшее развитие лопастной линии шло по пути исчезновения умбональной, а ее усложнение продолжалось за счет внутренних боковых лопастей. Развитие линии *P. elegans* можно выразить в следующем виде: VUD—VLU:ID—VLI:D—(V<sub>1</sub>V<sub>1</sub>)LII<sup>1</sup>:(D<sub>1</sub>D<sub>1</sub>). Трехлопастная примасура, редукция в онтогенезе первичной умбональной лопасти и последующее усложнение линии за счет внутренних боковых лопастей определяют своеобразие ксенодискаций. В то же время, пятилопастная третья линия *P. elegans* имеет все те элементы, которые характерны для исходной группы триасовых цератитид, развивавшихся по пути усложнения линии за счет умбональных элементов: VL:ID—VLU:ID—(V<sub>1</sub>V<sub>1</sub>)LUU<sup>1</sup>:I:(D<sub>1</sub>D<sub>1</sub>). В данном случае происходит полное проявление во взрослом состоянии особенностей, характерных для эмбрионов предков, т.е. фетализация. Модус эволюции следует рассматривать как раннюю девацию. Кроме того, примасура триасовых цератитид четырехлопастная VL:ID, а не трехлопастная как у ксенодискаций, что свидетельствует об ускорении развития в онтогенезе триасовых представителей отряда Ceratitida. Это не первая попытка цератитов перейти на подобный путь усложнения лопастной линии. Первая попытка была сделана ароксоцератидами еще в поздней перми, но очень высокий темп эволюционных преобразований и развитие в сторону увеличения размеров раковины привели эту ветвь в тупик, и, исчерпав, вероятно, эволюционные возможности, она прекратила свое существование в начале триаса. Возникнув повторно, усложнение линии за счет умбональных элементов привело отряд Ceratitida к расцвету в триасовое время.

Палеобиологический репер границы между пермью и триасом установлен на основании анализа эволюционного развития отряда Ceratitida. Эта граница фиксирует смену пермского архитипа с усложнением лопастной линии за счет внутренних боковых лопастей триасовым с усложнением лопастной линии за счет умбональных лопастей и является стадией стабилизации молодого (триасового) архитипа, согласно стадиям морфоструктурной диверсификации К.В.Симакова [4].



Граница между двумя системами одновременно и граница между двумя эпохами: палеозойской и мезозойской. Исторически сложившееся представление об ее проведении по появлению представителей рода *Otoceras* согласуется с филогенетическим развитием отряда *Ceratitida*. Причем дело не в появлении рода *Otoceras*, а в одновременном возникновении с ним родов *Tomprophiceras*, *Hypophiceras*, *Metophiceras*, первых представителей триасового архитипа с усложнением сутуры за счет умбональных лопастей. Из того факта, что в Бореальной области с *Otoceras concavum*, самым древним видом рода, не встречены представители триасового архитипа, делать вывод об их отсутствии преждевременно, т.к. к настоящему времени далеко не все местонахождения *O. concavum* изучены. Кроме того, к палеобиологическому реперу границы между пермью и триасом, установленному на основании эволюционных преобразований отряда *Ceratitida*, приурочено вымирание последних представителей отряда *Goniatitida*. Таким образом, изменение типа усложнения лопастной линии по способу ранней девиации, ускорение развития в отогенезе отряда *Ceratitida* и вымирание отряда *Goniatitida* свидетельствуют о высоком ранге границы.

**Верхняя граница нижнего триаса.** Исходную группу триасовых цератитов образуют кашмиритиды (*Tomprophiceras*, *Hypophiceras*, *Metophiceras* и др.). Усложнение лопастной линии этой группы происходит путем образования умбональной лопасти  $(V_1V_1)LU:(D_1D_1)$ , причем часто внутренняя боковая лопасть на взрослой стадии развития переходит на внешнюю сторону  $(V_1V_1)LU:(D_1D_1)$ . Дальнейшее развитие в сторону усложнения сутуры привело к появлению еще одной умбональной лопасти. Большинство раннетриасовых цератитов характеризуется шестилопастной линией. Ее развитие можно выразить в следующем виде:  $VL:ID-(V_1V_1)LU:(D_1D_1)-(V_1V_1)LUU^1:(D_1D_1)$  или  $(V_1V_1)LU(U^1=S)I(D_1D_1)$ . В последнем случае вторая умбональная лопасть представляет собой целый ряд мелких зубцов, расположенных на внешней и внутренней сторонах раковины, в появлении которых в процессе онтогенеза не наблюдается никакой последовательности.

Более высокий уровень развития лопастной линии обнаруживают среднетриасовые цератиты, лопастная линия которых усложняется за счет образования новых умбональных элементов. При этом лопасти с нечетными индексами, кроме  $U^1$ , смещаются на внутреннюю сторону, а с четными — на внешнюю. Развитие линии в индивидуальном морфогенезе можно представить в следующем виде:  $VL:ID-(V_1V_1)LU:(D_1D_1)-(V_1V_1)LUU^1:(D_1D_1)-(V_1V_1)LUU^1U^2:I(D_1D_1)-(V_1V_1)LUU^1U^2:U^3I(D_1D_1)-(V_1V_1)LUU^1U^2U^4:U^5U^3I(DD)$ . Модус эволюции в данном случае следует рассматривать как позднюю девиацию, т.к. смена одного типа развития лопастной линии другим приурочена к третьему обороту. Палеобиологический репер между нижним и средним отделами триаса установлен по фиксации смены раннетриасового типа развития лопастной линии среднетриасовым. Уровень эволюционных преобразований отряда *Ceratitida* на границе между нижним и средним отделами триаса значительно ниже изменений, происшедших на границе перми и триаса, соответственно ниже и ранг границы.

**Граница между ярусами.** Как отмечалось выше, лопастная линия раннетриасовых цератитид относительно стабильна: с одной или двумя умбональными лопастями. Закономерности смены цератитов с одной умбональной лопастью цератитами с двумя умбональными лопастями не наблюдается, те и другие существовали одновременно. Исключение составляет род *Hedenstroemia*, развитие лопастной линии которого шло за счет появления умбональных и адвентивных ventральных лопастей. Причем до четвертого оборота у хеденштремиид развитие линии идет так же как и у других раннетриасовых цератитов за счет умбональных лопастей, а на четвертом обороте появляется отчетливая адвентивная

лопасть. Развитие лопастной линии можно представить в следующем виде:  $VL:ID-VLU:ID-(V_1V_1)LUU^1:I(D_1D_1)-(V_1V^1V^1V_1)LUU^1:I(D_1D_1)-(V_1V^1V^2V^1V_1)LUU^1(U^2=S)I(D_1D_1)$ .

Происхождение рода *Hedenstroemia* от наиболее вероятного предка *Kingites* связано со значительными изменениями в строении лопастной линии и вентральной стороны по способу поздней девиации. Появление хеденштремиид — палеобиологический репер между индским и оленекским ярусами, который прослеживается в Тетической и Бореальной областях.

Для установления границы между ярусами может быть использован также анализ вымирания старых и появления новых таксонов [2]. В Бореальной области происходит таксономическое обеднение в пограничных зонах, а на границе индского и оленекского ярусов полное обновление комплексов на родовом и видовом уровнях с коэффициентом обновления  $1 (K_0=(\Sigma\pi+\Sigma\iota)/(\Sigma A+B))$ , где  $\pi$  — появляющиеся виды, и — исчезающие виды,  $A$  — комплекс нижней зоны,  $B$  — комплекс верхней зоны). В Тетической области картина на границе несколько сложнее и говорить о коэффициенте обновления можно только после ревизии аммоноидей.

Если рассматривать нижний триас в биогеографическом отношении, то он представляет собой два классических фаунистических ритма, соответствующие индскому и оленекскому ярусам [1]. Граница между ними совпадает с окончанием первого фаунистического ритма в развитии сообществ аммоноидей и началом второго, а также с границей, установленной по эволюционному принципу. Уровень эволюционных преобразований цератитид на границе между ярусами значительно ниже изменений, происшедших на границе нижнего и среднего отделов.

**Границы между подъярусами.** Для установления границ между подъярусами может быть использован анализ вымирания старых и появления новых таксонов на родовом и видовом уровнях. На границе между нижним и верхним подъярусами индского яруса  $K_0=1$  в западной части и  $K_0=0,7$  в восточной части Бореальной области. На границе между нижним и верхним подъярусами оленекского яруса  $K_0=1$  для всей Бореальной области. Для Тетиса коэффициенты обновления могут быть подсчитаны только после ревизии аммоноидей и их распределения в разрезах. Для определения палеобиологического репера границ между подъярусами может быть использован и биогеографический принцип. Как уже говорилось, весь ранний триас представляет собой два классических фаунистических ритма. В свою очередь, в каждом из этих ритмов выделены по два этапа, охватывающих временной интервал, соответствующий подъярусу. Первый этап, как правило, отражает время появления и расцвета космополитного, а второй — эндемичного сообщества аммоноидей. Граница между ними совпадает с таковой, установленной по количественному анализу. Уровень изменений цератитид на границах между подъярусами ниже изменений, происшедших на границе между ярусами.

**Границы между зонами.** Палеобиологический репер границы между зонами устанавливается по появлению вида-индекса. Он совпадает с границей, установленной по биогеографическому принципу. Рассмотренные выше этапы развития сообществ аммоноидей разделены на стадии, отражающие время развития одного или нескольких родов и отвечающие одной или нескольким зонам. В стадиях могут быть выделены более мелкие подразделения, которые бы соответствовали временному интервалу развития одного или нескольких видов, причем один из них вид-индекс, и отвечали только одной зоне. Уровень изменений цератитид на границах зон значительно ниже изменений, происшедших на границах подъярусов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ—Арктика (проект № 01-05-96230).



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ермакова С.П.* Этапность развития раннетриасовых аммоноидей // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 1. С. 66—70.
2. *Курушин Н.И.* Триасовые двустворчатые моллюски Северо-Восточной Азии // Автореф. дисс. на соиск... докт. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1998.
3. *Руженцев В.Е.* Принципы систематики, система и филогения палеозойских аммоноидей. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
4. *Симаков К.В.* Типы зональных подразделений, опорные биогоризонты и корреляция пограничных отложений девона и карбона // Путеводитель научной экскурсии по туру IX. XIV Тихоокеанский научный конгресс. Магадан, 1979. С. 172—177.
5. *Schindewolf O.H.* Über die Lobenlinie der Ammonoidea // Neues Jb. Geol. und Palaeontol. Monatsh., 1954 a. H. 3. S. 123—140.
6. *Schindewolf O.H.* On development, evolution and terminology of ammonoids suture line // Bull. Mus. Comp. Zool. Cambridge, 1954 b. Vol. 112. № 3. P. 217—237.
7. *Spath L.F.* Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum (natural history). Pt. 4. The Ammonoidea of the Trias. — London, 1934.
8. *Spinosa C., Furnish W.M., Glenister B.F.* The Xenodiscidae Permian ceratitoid ammonoids // J. Paleontol. 1975. Vol. 49. № 2. P. 239—282.

УДК 552.14(571.56)

© М.Д.Булгакова, 2001

## Система региональных седиментологических исследований в складчатых районах Якутии

М.Д.БУЛГАКОВА

Одна из уникальных особенностей складчатых районов Якутии состоит в грандиозных масштабах развития здесь осадочных комплексов морского происхождения. С позднего докембрия до мелового периода, т.е. на протяжении более 1 млрд лет, при меняющихся климатических и геодинамических обстановках здесь практически непрерывно проходили процессы морской седиментации. В итоге на огромной территории были сформированы разногипные полифациальные мегакомплексы биогенно-карбонатных, карбонатно-обломочных, терригенных и вулканогенно-осадочных отложений мощностью многие десятки километров. Это обстоятельство по праву определяет роль складчатых районов Якутии как одного из самых ярких объектов глобальной литологии, где сохраняется наиболее полная информация об особенностях длительной палеозойско-раннемезозойской эволюции природной среды и морского осадконакопления. Для региональной геологии осадочные мегакомплексы Восточной Якутии — один из главных источников первичных геологических данных о доорогенной истории развития складчатой области, в т.ч. об эволюции конседиментационной тектоники, бассейновых и межбассейновых структур, фациальных систем, осадконакопления, вулканизма. Масштабы развития осадочных отложений в Восточной Якутии таковы, что с ними приходится соприкасаться в разной форме практически всем геологам, работающим в этом регионе. Поэтому совершенно естественно в практике геологических исследований определились три уровня анализа литологических материалов.

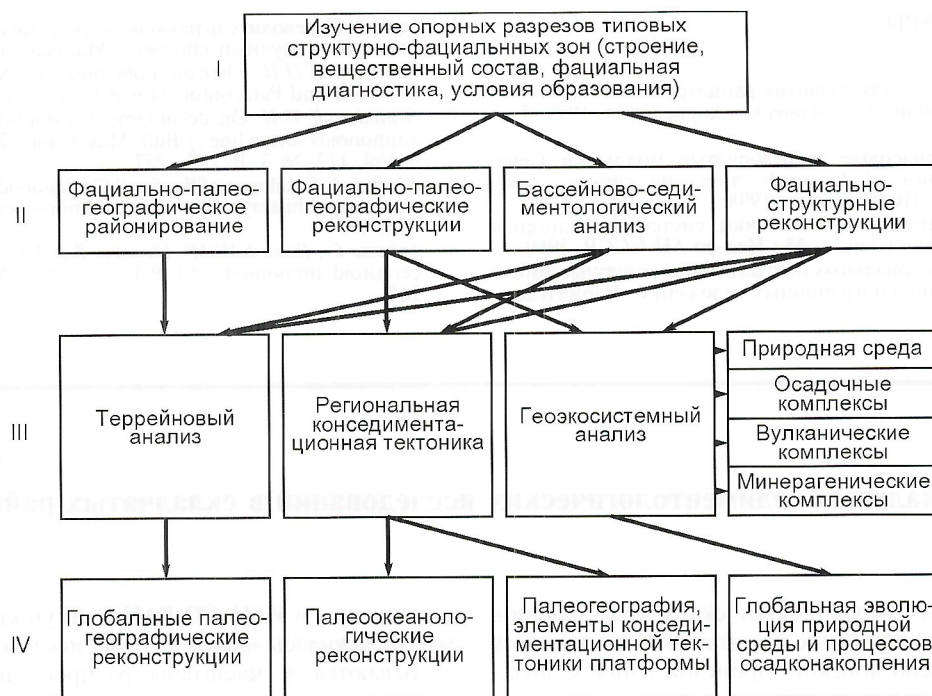
**Макролитологический уровень** основан на полевых наблюдениях (строение разрезов, осадочные текстуры, деформации и т.д.) и визуальных определениях осадочных пород. Этот уровень преобладает в якутской геологии. **Микрофациальный уровень комплексных седиментологических и литогенетических исследований** — главный в прикладной литологии при изучении локальных минерогенетических объектов осадочного происхождения. В складчатых районах такие работы, связанные с изучением стратиформного полиметаллического оруденения (V—PZ), немногочисленны. Практически на этом же микрофациальном уровне на «верхоянских» материалах в разные годы А.Г.Коссовской, И.М.Симановичем, О.В.Япаскуртом разрабатывались теоретические проблемы регионального и глобального литогенеза. **Мезо-мегафациальный (региональный) уровень системных седиментологических исследований**, о котором пойдет речь в данном сообщении, приущ региональным литологическим работам, которые

проводились в ИГН СО РАН (г.Якутск). В процессе этих работ сложилась «своя» система исследований, в которой учитываются и масштабы распространения осадочных комплексов в складчатых районах Якутии, и характер решаемых здесь задач. Даже беглый взгляд на составляющие элементы этой системы (рисунок) подтверждает тот факт, что региональные седиментологические исследования не самоцель. Не менее 60% полученной седиментологической информации идет на реконструкцию региональной конседиментационной тектоники, около 20% — на решение региональных палеовулканологических, палеоминерогенетических вопросов и некоторых «надрегиональных» проблем, и столько же — на решение «чисто» седиментологических задач.

В используемой системе наиболее трудоемким, но абсолютно необходимым, традиционно является **начальный «описательный» этап** работ. Главная задача этого этапа — детальное литологическое изучение опорных разрезов типовых структурно-фациальных зон. Предметы исследования: строение конкретных осадочных комплексов, их стратификация, текстуры, вещественный состав, условия образования (климатические, фациальные, состав и источник осадкообразующего материала и т. д.). Чтобы стать основой для всех последующих разноплановых построений и палеореконструкций, «описательные» литологические работы должны содержать максимум объективного фактического материала, документальных зарисовок, макро- и микрофотографий, аналитические данные. К настоящему времени начальный этап литологических исследований пройден для верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Верхоянья, для нижнего—среднего ордовика, верхнего силура, девона 18 структурно-фациальных зон Восточной Якутии. Но в целом литологическая изученность остается здесь очень низкой (не более 20%), к тому же очень неравномерной как по площади, так и по возрастным интервалам.

**Второй этап** исследований ориентирован на сравнительный региональный анализ седиментологических материалов. Здесь в полной мере учитываются концептуальные задачи и геологическая проблематика регионального уровня. В недалеком прошлом главными на данном этапе были формационные и фациально-палеогеографические исследования осадочных комплексов, необходимые для палеотектонических работ. Новые геологические концепции значительно расширили круг решаемых седиментологических задач (см. рисунок). По-прежнему сохраняют свое значение традиционные **региональные фациально-па-**





Система региональных седиментологических исследований в складчатых районах Якутии (I, II) и сферы применения их результатов на региональном (III) и надрегиональном (IV) уровнях

леогеографические (ф.-п.) реконструкции, однако им сейчас должно предшествовать *ф.-п. районирование исследуемой территории*. Последнее становится необходимым для снятия проблем, возникающих на стыке региональной палеогеографии и террейновой тектоники. В их числе: возможное присутствие в современной структуре региона экзотических террейнов, положение границ крупных конседиментационных палеоблоков и время их отделения от материнского субстрата, если эти события действительно имели место и т. д. Выделение крупных ф.-п. областей основано на региональной корреляции климатических, эвстатических, тектонических, биотических событий, прослеживания трансструктурных вулканотектонических палеозон. Более мелкие ф.-п. подразделения (регионы, районы, зоны) отождествляются с разноранговыми фациально-седиментологическими палеосистемами. Их выделение основано на изучении фациальной зональности, фациальных переходов, фациально-седиментологических связей между разновозрастными комплексами. Тектоника литосферных плит определила появление в региональной литологии Якутии нового направления — *бассейново-седиментологического анализа (БСА)*. На современном уровне установлено, что каждому типу тектонической зоны, каждому типу сочленения плит соответствуют определенные типы осадочных бассейнов (ОБ) и определенный тип бассейновой седиментации. Существует несколько вариантов геодинамических классификаций осадочных бассейнов. И.М.Симанович [5] считает более удобной для литологических исследований следующую классификацию: 1) ОБ обстановок растяжения (рифты континентальные, начальнo-океанические, спрединговые); 2) ОБ обстановок сжатия (океанические желоба, задуговые впадины, междуговые прогибы, преддуговые прогибы, передовые прогибы коллизионных поясов); 3) ОБ пассивных окраин континентов; 4) ОБ орогенов (межгорные впадины, грабены коллапсирующих орогенов); 5) ОБ древних платформ (синеклизы и линейные впадины типа авлакогенов, перикратонные впадины); ОБ (впадины) молодых платформ. Геодинамические классификации ОБ основаны на изучении современных бассейнов в наблюдаемых современных тек-

тонических обстановках. Для древних эпох решается обратная задача: от особенностей осадконакопления, состава, строения, эволюции бассейновых комплексов, с учетом типа земной коры и других индикаторных признаков — к выделению разных типов ОБ и реконструкциям тектонических обстановок. Седиментологическая часть этих работ как раз и выполняется в рамках бассейново-седиментологического анализа. Его рабочая схема разработана на примере ордовика—силура Восточной Якутии. Главные объекты бассейновых исследований — разнопорядковые бассейновые и межбассейновые структуры. Для типизации осадочных палеобассейнов важное значение имеют как седиментологические особенности палеобассейновых комплексов, тип осадконакопления, так и выделение на седиментологической основе циклов, этапов, стадий развития конкретных ОБ и «демографических» групп ОБ. В процессе проведенных работ установлено, что границы циклов и этапов развития ОБ связаны с существенным изменением тектонического режима и определяют региональные уровни тектонической активизации. «Демографический» тип ОБ — также дополнительный критерий для палеотектонического районирования. Например, в ордовике—силуре на территории Восточной Якутии сосуществовали системы ОБ с продолжительным и укороченным бассейновым циклом, группы новообразованных, зрелых, отмирающих ОБ. Каждая из этих групп характеризовалась разными предысторией, соотношением типовых стадий развития ОБ, тектоническими и седиментологическими особенностями. Новый элемент системных седиментологических исследований — *фациально-структурный анализ* выделенных типов ОБ. Для каждого из них составляются серии повременных фациально-структурных профилей — от начальных стадий рассматриваемого этапа развития ОБ до завершающих. Реконструируя морфологию мезо- и макробассейнов, их батиметрию, положение систем подводных и островных поднятий, вулканических зон, уровни развития вулканизма, конседиментационных разломов, фациально-структурные построения значительно уточняют элементы конседиментационной тектоники на уровне стадий развития ОБ. Одновременно они позволяют хотя



бы в первом приближении подойти к геоэкосистемному анализу древних ОБ. Это становится возможным, поскольку в фашиально-структурных реконструкциях в одном формате соединяются осадочные комплексы, биологические системы, вулканизм, осадочная минерация, восстанавливается характер и последовательность тектонических (вулканотектонических) событий, отслеживается общая эволюция всех этих геоэкосистемных элементов от начальных стадий развития ОБ до завершающих. О необходимости геоэкосистемного анализа палеобассейновых комплексов свидетельствует не только собственный опыт [3], но, что самое главное, и опыт океанологических исследований. Говоря об океанских бассейнах, один из ведущих седиментологов нашего времени А.П.Лисицын отмечал: «Океаны прошлого, как и современные, являлись едиными системами, в которых физические, химические, биологические и геологические (тектоника, магматизм, осадконакопление, поступление эндогенного вещества и др.) процессы тесно связаны. Именно такой системный подход, установление количественных связей между явлениями в океане, выявление глобальных взаимосвязей характерен для современного развития палеоокеанологии. В этом отношении палеоокеанология далеко ушла от исторической геологии и палеогеографии» [4, с. 379]. Признавая это отставание, мы можем только стремиться к тому, чтобы системный подход стал главным в региональной литологии Восточной Якутии. Можно считать, что разработка и использование в практике литологических работ бассейново-седиментологического и геоэкосистемного анализов стали шагом вперед в этом направлении. Первый опыт расширенных системных седиментологических исследований в Восточной Якутии показал, что они дают комплексную морфологическую, «демографическую», эволюционную и геоэкосистемную характеристику осадочных палеобассейнов, и именно этот комплекс признаков, в конечном счете, — определяющий для последующих геодинамических построений. С учетом всех отмеченных выше «бассейновых» параметров для ордовикско-силурийского этапа на территории Якутии выделены как минимум четыре тектонических типа ОБ. С седиментологических позиций они определены как внутри- и окраинно-материковые, окраинно-континентальные, окраинно-морские типы [2]. Кроме них для ордовика—силура Якутии в рамках БСА выделены два типа межбассейновых структур (МБС): материковые водораздельные поднятия, ограничивавшие и разделявшие морские мега- и мезобассейны (МБС-1); локальные поднятия (обычно островные и подводные), разделявшие макробассейны (МБС-2). Появление обоих типов МБС было связано с активизацией конседиментационной тектоники и проходило практически одновременно со сменой этапов и циклов развития осадочных бассейнов. МБС-1 формировались на завершающих этапах бассейновых циклов на фоне обширных тектонических поднятий и сокращения площадей морских акваторий. Структуры этого типа выделяются главным образом по континентальным перерывам. МБС-2 формировались на начальной деструктивной стадии бассейнового цикла, когда происходило неравномерное погружение и

дробление существовавших здесь ранее массивов суши с образованием клавишной системы глубоководных макробассейнов и разделявших их блоковых поднятий. МБС-2 могут быть выделены только по седиментологическим материалам (фашиальный анализ, изучение обломочного материала проксимальных гравититов, анализ данных по переложенным органическим остаткам, восстановление состава размывавшихся комплексов и т.д.).

Наряду с решением геологических задач «местного» уровня результаты региональных седиментологических исследований имеют прямой выход на решение более общих проблем. Занимая промежуточное положение между Лено-Енисейским палеоматериком и открытым палеоокеаном, соединяя их в одну геодинамическую систему, окраинные палеобассейны складчатой области испытывали существенное влияние со стороны этих крупных палеоландшафтных провинций, сохранив об этом в своих отложениях интересные данные. Так, свидетельства о многих особенностях конседиментационной тектоники, палеогеологии размывавшихся материковых областей содержатся в терригенно-минералогических ассоциациях бассейновых комплексов окраинных морей (в специфике их гранулометрии, состава, распределения и т.д.). Согласно новейшим данным [4], разнообразное влияние на геологическую ситуацию континентальных районов оказывают соседние океаны. Соответственно, роль индикаторов древних палеоокеанологических событий по закону обратной связи выполняют уровни палеогеографических, палеотектонических перестроек, устанавливаемых в переходных, окраинно-континентальных (окраинно-океанических) палеозонах. Такими реперными уровнями для раннепалеозойской истории палео-Азиатского и палео-Тихого океанов можно считать  $E_3-O_{1,2}$  и  $S_2^2$ , когда повсеместно на сибирском участке их континентального обрамления происходили важнейшие изменения палеогеографических и палеотектонических обстановок [1]. Есть еще один важный аспект региональных седиментологических исследований складчатых районов Якутии — их выход на глобальные палеозойские и раннемезозойские палеорекоконструкции. Но это дело будущего и в значительной степени оно будет зависеть от степени изученности осадочных мегакомплексов этого региона.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 00-05-65105).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булгакова М.Д. Палеогеография Якутии в раннем—среднем палеозое. — Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996.
2. Булгакова М.Д. Закономерности формирования конседиментационных блоковых структур (ранний палеозой Якутии) // Нефтегазовая геология на рубеже веков: Докл. конф. Т. 2. С.-Пб., 1999. С. 347—356.
3. Булгакова М.Д. О геоэкосистемных аспектах бассейново-седиментологических исследований и о роли в них региональной литологии (О-С Якутии) // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 1. М., 2000. С. 131—134.
4. Геология океана / Под ред. А.С.Монина, А.П.Лисицына. — М.: Наука, 1980.
5. Симанович И.М. Геотектонические типы постседиментационных процессов // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Т. 2. М., 2000. С. 228—230.



## Сейсмическое районирование Южной Якутии

В.С.ИМАЕВ, Л.П.ИМАЕВА, Б.М.КОЗЬМИН, С.В.СЛЕПЦОВ, С.В.ШИБАЕВ

Территорию Южной Якутии пересекает Байкало-Становой сейсмический пояс, вытянутый в субширотном направлении от впадины оз. Байкал к Удской губе Охотского моря на расстояние более 1500 км. Пояс — крупнейшая на юге Сибири и Дальнего Востока сейсмогенерирующая глубинная структура, где в течение XX в. отмечены более 500 тыс. землетрясений. Все землетрясения происходят здесь в пределах земной коры на глубинах 5–30 км [3, 5]. Байкало-Становой пояс служит границей между Евроазиатской и Амурской плитами [3, 6, 7]. Он объединяет Байкальскую рифтовую зону (БРЗ), охватывающую территорию Прибайкалья, и Олекмо-Становую сеймотектоническую зону (ОСЗ), тяготеющую к Южной Якутии и части Северного Приамурья.

Неотектонические структуры БРЗ представлены кайнозойскими впадинами и окружающими их горными сооружениями. Здесь произошли 80% всех землетрясений, зарегистрированных в Байкало-Становом поясе. Среди разломов преобладают сбросы, сдвиги и их сочетание (данные геолого-структурных наблюдений и фокальных механизмов землетрясений), а земная кора находится в условиях растяжения. В БРЗ имеют место также проявления кайнозойского вулканизма, высокий тепловой поток, небольшая мощность земной коры, наличие крупной неоднородности в земной коре и верхней мантии и др. [1, 4, 6].

Неотектонические структуры ОСЗ выражены в рельефе Становым хребтом, состоящим из горных сооружений кряжа Зверева, Сутамо-Гонамского хребта, Токинского Становика и др., и образуют крупную зону сжатия земной коры. С севера она обрамлена Предстановым прогибом в виде системы Южно-Алданских впадин мезозойского возраста. Здесь практически отсутствуют кайнозойские отложения. «Живая» тектоника представлена сдвигами, надвигами и взбросами. Сбросовые смещения имеют подчиненное значение.

Сеймотектонические процессы в ОСЗ происходят в обстановке сжатия. Смена поля тектонических напряжений растяжения на сжатие происходит на северо-восточном окончании БРЗ в районе среднего течения р. Олекма (данные фокальных механизмов) [2, 3]. При этом изменяется также характер сейсмического режима, когда восточнее р. Олекма землетрясения в условиях сжатия возникают примерно в 4 раза реже, чем в БРЗ. Ежегодно в БРЗ регистрируется более 2 тысяч слабых землетрясений с  $K \geq 8$ , в то время как в ОСЗ их число не превышает 500. Другая особенность ОСЗ — увеличение в ее пределах мощности земной коры до 60 км в отличие от БРЗ, где она составляет 38–42 км [3, 5].

ОСЗ расположена на стыке трех крупных геоструктурных элементов: северо-восточного окончания Байкальского рифта, Алданского щита Сибирской платформы и Становой складчатой области. Ее высокий сейсмический потенциал может быть обусловлен активным развитием процессов рифтогенеза Байкальской зоны в направлении Алданского щита [1, 4, 6], а также смещением Амурской плиты в северо-восточном направлении [3, 7].

Учитывая, что на территории Южной Якутии активно развивается промышленное и гражданское строительство и проживает четвертая часть населения Республики Саха (Якутия), которые могут быть подвержены воздействию крупных сейсмических катастроф (9–10 баллов в эпицентре), проведение здесь работ по сейсмическому районированию в целях обеспечения безопасного и сейсмостойкого строительства — насущная необходимость.

Исследования по сейсмическому районированию включают выявление сейсмоактивных структур (зон вероятного

возникновения очагов сильных землетрясений — зон ВОЗ), оценку параметров их сейсмического режима и балльности на земной поверхности. В основу этих работ положены сведения по геологии и современной геодинамике, региональной сейсмичности, сеймотектонике и геофизическим полям.

Детальному изучению подверглись эпицентральные зоны сильных землетрясений, отмеченных в ОСЗ за последние 50 лет, вносящих наибольший вклад в сейсмическую опасность территории. Оказалось, что большая часть из них приурочена к блокам сжатия, сформировавшимся на концах кулис левых сдвигов (дуплексов сжатия) [8]. Пример такого события — Южно-Якутское землетрясение 1989 г. с  $M 6,6$  и его афтершоки, возникшие в «дуплексе сжатия», образованном северным и южным отрезками Тунгурчинского разлома (рис. 1, вставка). Используя метод аналогий, в пределах ОСЗ были выявлены подобные сейсмогенные блоки в качестве прогнозного признака мест будущих сейсмических катастроф.

На рис. 1 приведена схема сейсмогенных блоков западной части ОСЗ, ограниченных разломами, входящими в систему Станового краевого шва. На концах отдельных активных левых сдвигов сформировались сейсмогенные блоки, где, как правило, возникали сильные землетрясения с  $M$  не менее 6, а их фокальный механизм подтверждал кинематику местных разломов [2]. Так, Олекминский блок на левобережье р. Олекма, сформированный как горстовая структура, в северо-восточном направлении пересекает Имангра-Чабаркасская зона растяжения (грабен), относящаяся к системе Имангрского левого сдвига. Наложение структур с различным типом тектонических деформаций проявилось здесь в виде трех катастрофических Олекминских землетрясений 1958 и 1967 гг. с  $M 6,5–7$ . В тех блоках, где уже имела место разрядка напряжений, темными кружками показаны эпицентры происшедших там землетрясений и их магнитуда. Остальные блоки, где события еще не отмечены, считаются потенциально опасными.

Для выявления зон ВОЗ и уточнения их границ были составлены схемы плотности эпицентров землетрясений и зон динамического влияния (плотности) активных разломов ОСЗ. Глубина очагов местных землетрясений составляла в среднем 15 км. Совместное использование всех схем, в т.ч. схемы сейсмогенерирующих блоков западной части Южной Якутии (см. рис. 1), позволило составить схему зон ВОЗ и сейсмического районирования (рис. 2). На ней показаны зоны возникновения очагов землетрясений (ВОЗ) с градацией их по степени убывания сейсмической опасности: максимальная ( $M 7–7,5$ ), высокая ( $6,5–7$ ;  $6–6,5$ ), средняя ( $5–6$ ), низкая ( $4–5$ ) и минимальная ( $3,5–4$ ).

Используя модель затухания сейсмических воздействий с расстоянием [5], были проведены изолинии, разграничивающие сейсмоопасные участки территории в 6, 7, 8 и 9 баллов.

Зона ВОЗ с максимальным уровнем сейсмической опасности ( $M 7–7,5$ ) приурочена к Олекминскому эпицентральному полю (среднее течение р. Олекма) (см. рис. 2). Здесь сочленяются структуры растяжения Байкальского рифта и структуры сжатия Становой складчатой области. В поле силы тяжести наблюдается резкая градиентная ступень между Имангрским максимумом на севере и минимумами Станового неотектонического поднятия на юге [1]. Это установлено также в резкой смене градиентов скоростей новейших вертикальных тектонических движений от максимальных к средним. Плотности разломов и



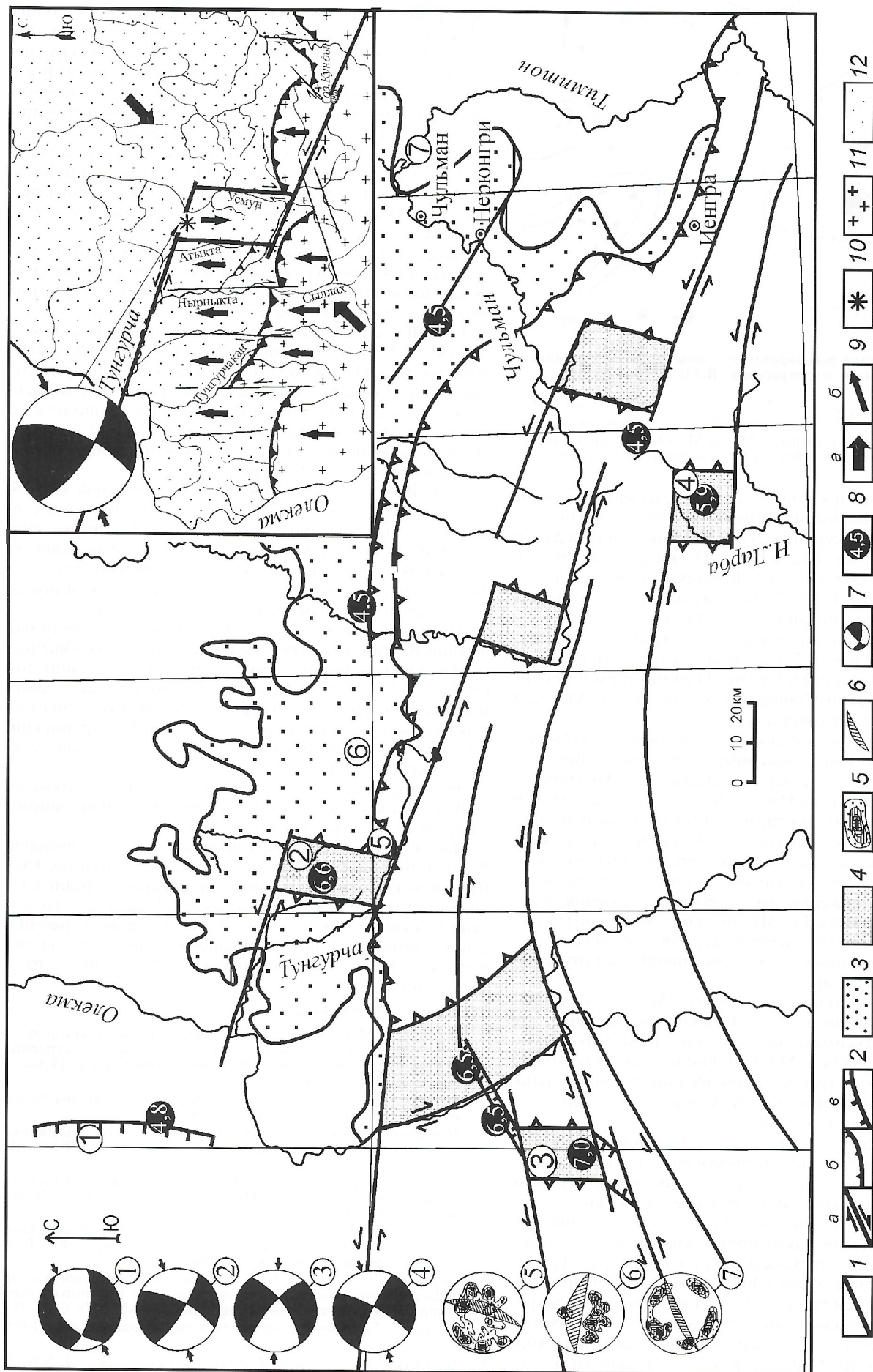


Рис. 1. Схема сейсмогенерирующих блоков западной части Южной Якутии:

1 — границы сеймотектонических структур; 2 — разломы (а — сдвиги, б — надвиги, в — сбросы); 3 — мезозойские впадины; 4 — блоки сжатия; 5 — изолинии плотности трещин в круговых диаграммах 5—7; 6 — простирание главной плоскости смещения; 7 — фокальные механизмы землетрясений (стрелками показано положение векторов сжатия) в круговых диаграммах 1—4; 8 — максимальная магнитуда землетрясений; 9 — направление регионального сжатия (а) и топографических уклонов (б); 10 — эпицентр Южно-Якутского землетрясения 1989 г.; 11 — архейско-протерозойские образования Становой складчатой области; 12 — мезозойские отложения Чульманской впадины



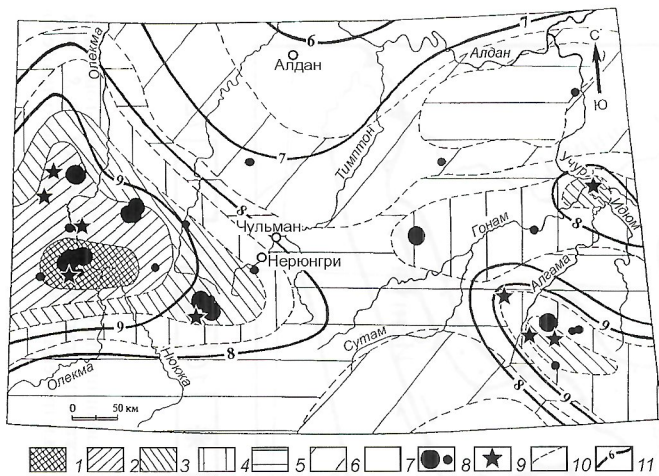


Рис. 2. Сейсмическое районирование и зоны вероятного возникновения очагов сильных землетрясений (ВОЗ) Южной Якутии:

зоны ВОЗ с магнитудой: 1 — 7–7,5, 2 — 6,5–7, 3 — 6–6,5, 4 — 5–6, 5 — 4–5, 6 — 3,5–4, 7 — менее 3,5; 8 — эпицентры сильных землетрясений соответственно с  $M \geq 5$  и  $M \leq 4,5$ ; 9 — сейсмодислокации; 10 — границы зон ВОЗ; 11 — изолинии бальности

эпицентров землетрясений в центре Олекминской зоны выражены крупными максимумами. Повышенный уровень современной сейсмической активности подтвержден тремя 9-балльными событиями — Олекминским (1958 г.), Нюкжинским (1958 г.) и Тас-Юряхским (1967 г.) землетрясениями с  $M$  6,4; 6,5; 7. Возможный эффект воздействия от землетрясений зоны — 9–10 баллов.

Зоны ВОЗ с высоким уровнем потенциальной сейсмичности ( $M$  6,5–7 и 6–6,5) расположены на противоположных флангах ОСЗ и представлены Олекминским и Токинским (хр.Токинский Становик в верховьях рек Алгама и Идюм) эпицентрными полями.

Западный участок локализован на левобережье р.Олекма. Он включает две зоны, вложенные одна в другую. Внутренняя — (см. рис. 2) с севера охватывает Тас-Миелинское эпицентрное поле на Олекмо-Чарском нагорье с учетом субмеридионального простираения Темулякитского активизированного разлома. Рисунок аномалий поля силы тяжести повторяет здесь долготное простираение этой неотектонической структуры, а градиенты новейших вертикальных тектонических движений имеют высокие значения. Сейсмическая активность Тас-Миелинского участка подтверждается наличием палеосейсмогенных структур сбросо-сдвигового типа, связанных с землетрясениями, магнитуда которых могла достигать 6–7.

К востоку эта зона сейсмичности ( $M$  6,5–7) распространена на западную часть Чульманской впадины, где проявились максимальные эффекты Южно-Якутского землетрясения 1989 г. с  $M$  6,6, и протянулась до верховьев р.Алдан. На юге ее граница проведена предположительно, с учетом расположения максимумов плотности эпицентров землетрясений и разломов.

Внешняя зона с высокой потенциальной сейсмичностью ( $M$  6–6,5, см. рис. 2) проведена условно по геолого-геофизическим данным. На юго-востоке в эту зону включено Ларбинское эпицентрное поле (к югу от верховьев р.Алдан), где отмечен толчок с магнитудой 5,9. Восточное окончание зоны представляет Верхнечульманский блок сжатия в верховьях р.Чульман (см. рис. 1).

Восточный участок зоны ВОЗ с высокой степенью потенциальной сейсмичности (6–6,5) приурочен к центральной части Токинского эпицентрального поля на восточном фланге ОСЗ. Сюда тяготеют зоны динамического влияния Авгенкуро-Майского разлома и западного фланга Южно-Токинского надвига. Здесь зарегистрированы

крупные сейсмические события с  $M$  5,5–6. Зона объединяет районы проявления сейсмодислокаций в долине р.Туксани, а также поле проявления четвертичного магматизма. В геофизических полях — это область высоких аномалий поля силы тяжести (Алгаминский максимум) и минимума градиентов скоростей новейших вертикальных тектонических движений, что, вероятно, объясняется преобладанием здесь горизонтальных движений.

В приустьевой части Алгама-Гонама предположительно выделена зона ВОЗ высокого сейсмического потенциала ( $M$  6–6,5). Основанием для нее послужило обнаружение крупной сейсмогенной структуры, возникшей в результате землетрясения с возможной  $M$  6–6,5.

Максимальный эффект на земной поверхности от землетрясений в зоне ВОЗ с высоким уровнем сейсмичности может достигать при глубине гипоцентров землетрясений до 15 км — 8–9 баллов, а 25–30 км — 8 баллов.

Зона ВОЗ со средним уровнем сейсмической активности ( $M$  5–6) отбивает внешнюю структурно-тектоническую границу Олекминского и Токинского эпицентральных полей. Такой же потенциал имеет Гонамское эпицентрное поле, объединяющее пограничные районы Станового хребта (в междуречье Гонама и Сутама) и Алданского нагорья. Возможные воздействия при землетрясениях данной зоны — 7–8 баллов.

Зоны ВОЗ с низкой ( $M$  4–5) и минимальной (3,5–4) степенью потенциальной сейсмичности соединяют в субширотном направлении Олекминское и Токинское эпицентрные поля, с включением в их пределы наиболее активизированной части Тимптоно-Гонамского междуречья. Интенсивность вероятных сотрясений земной поверхности здесь будет изменяться от 4 до 7 баллов.

Результаты сейсмического районирования территории Южной Якутии позволяют сделать следующие обобщения.

Максимальным и высоким сейсмическим потенциалом ( $M$  7–7,5; 6,5–7; 6–6,5) характеризуются области динамического влияния (плотности) субширотных генеральных сдвиговых систем (Верхнеалданский, Тунгурчинский, Авгенкуро-Майский разломы), принадлежащие зоне Станового краевого шва.

Эпицентральные зоны крупных сейсмических событий в ОСЗ приурочены к блокам сжатия, сформировавшимся на краях кулис перечисленных сдвигов.

Максимальная сейсмическая опасность на территории Южной Якутии (8–9 баллов) отмечена на флангах ОСЗ (Олекминское эпицентрное поле, западный фланг Станового хребта в междуречье Олекма-Тимптон и Токинский Становик). Средняя повторяемость таких сотрясений для Олекминского поля и Станового хребта составляет один раз в 1 тыс. лет, а для Токинского Становика — раз в 10 тыс. лет.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зорин Ю.А. Механизм образования Байкальской рифтовой зоны в связи с особенностями ее глубинного строения // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск, 1977. С. 36–41.
2. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. — М.: Наука, 1984.
3. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С. и др. Геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985.
4. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Отв. ред. В.П.Солоненко. — Новосибирск: Наука, 1977.
5. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Глубинное строение Алданского щита по данным сейсмологии близких землетрясений // Геология и геофизика. 1985. № 2. С. 86–89.
6. Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М., 1978. С. 7–18.
7. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia // Nature. 1975. P. 419–426.
8. Woodcock N.J., Fischer M. Strike-slip duplexes // J. Struct. Geol. 1986. № 8. P. 725–735.



## Стиль деформаций Верхоянского складчато-надвигового пояса

А.В.ПРОКОПЬЕВ, Х.ТОРО, Э.Л.МИЛЛЕР, ДЖ.К.ХОУРИГЕН, В.П.ТАРАБУКИН, Т.А.ДУМИРТУ

Верхоянский складчато-надвиговый пояс, расположенный вдоль восточной окраины Сибирской платформы, протянулся в субдолготном направлении на 2500 км при ширине до 500 км от побережья моря Лаптевых на севере и почти до Удской губы Охотского моря на юге и сложен осадочными толщами Верхоянской пассивной континентальной окраины (рис. 1, *а*). По протяженности и ширине он сопоставим с аналогичным поясом Кордильер Северной Америки. Пояс подразделен на приплатформенную зону форланда и расположенную восточнее зону хинтерланда (см. рис. 1, *б*). Со стороны платформы к поясу примыкает Приверхоянский краевой прогиб, образованный верхнеюрско-меловыми отложениями мощностью до 7 км. Восточное ограничение пояса — Адыча-Тарынская зона разломов, отделяющая проксимальные образования Верхоянской пассивной окраины от дистальных, слагающих Кулар-Нерский террейн.

В районах со сходным тектоническим строением, характеризующихся широкой складчатой зоной и сопряженным с ней краевым прогибом, уже относительно давно установлено определяющее значение покровно-надвиговых структур, крупных субгоризонтальных срывов (детачментов), которые не затрагивают кристаллический фундамент. Такие структуры известны вдоль всей восточной окраины Северо-Американских Кордильер [5, 6, 9], в Аппалачах [8, 10], Загроссе [7], на Урале [1] и называются складчато-надвиговыми поясами.

**Зона форланда** подразделена с севера на юг на Оленекский, Западно- и Южно-Верхоянский секторы и имеет в плане характерную М-образную форму. Центральная, большая ее часть, протянулась в выдержанном субдолготном направлении (Западно-Верхоянский сектор), сопрягаясь на севере, в районе дельты р.Лена, с Оленекской ветвью складок запад—северо-западного простирания (Оленекский сектор); на юге, к северу от устья р.Алдан, зона коллоиднообразно изгибается и приобретает также запад—северо-западное простирание, сменяясь расположенными к югу субдолготными складчатыми сооружениями Южно-Верхоянского сектора (см. рис. 1, *б*).

Структура *Оленекского сектора* определяется неоднозначно. В первом случае предполагается одна поверхность регионального срыва, которая на востоке и в центральной части сектора трассируется между верхнедокембрийскими отложениями и кристаллическим фундаментом, а антиклинали интерпретируются как складки срыва или взбросо-складки (рис. 2, *а*, 1). Во втором случае предполагаются две поверхности срыва, ограничивающих дуплексную структуру: детачмент в основании толщ верхнего докембрия и кровельный надвиг, приуроченный к пластичным нижним горизонтам терригенного верхнепалеозойского комплекса, а западнее — к гипсам и ангидритам девона (см. рис. 2, *а*, 2). Последняя интерпретация предпочтительнее, поскольку, по имеющимся данным сейсморазведки, наблюдается несоответствие сводов антиклинальных структур в терригенном и карбонатном комплексах по вертикали и их смещение относительно друг друга в ту или иную сторону. Такие различия в проявлении складчатых деформаций на разных горизонтах характерны для дуплексных структур [6]. Компенсация перемещений в дуплексе в верхнем терригенном комплексе могла происходить как по крупным надвигам, так и по малоамплитудным, сходящимся на глубине с кровельным надвигом дуплекса, или по передовым надвигам в краевом прогибе (см. рис. 2, *б*).

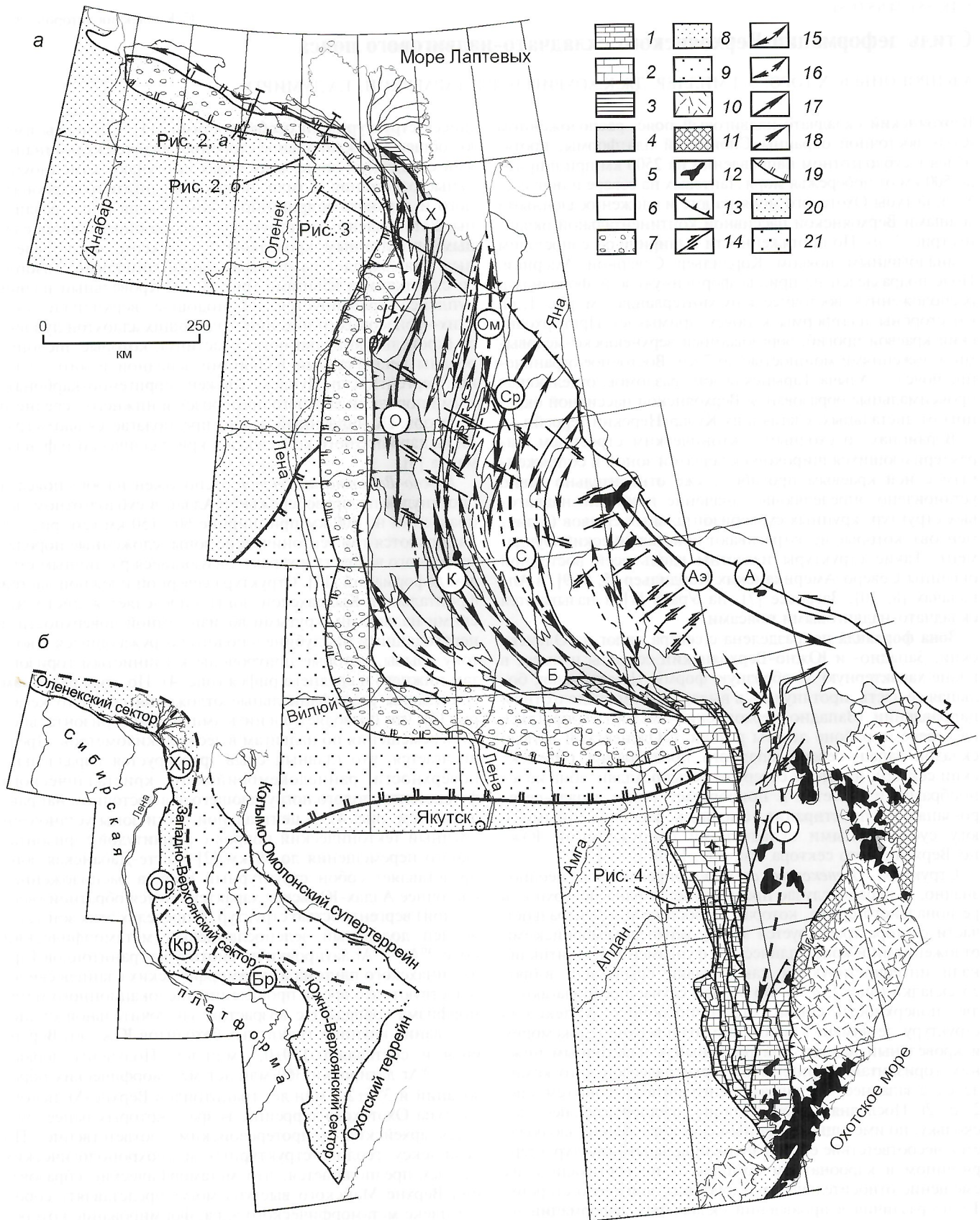
**Западно-Верхоянский сектор** в продольном направлении подразделен на Хараулахский, Орулганский, Куранахский и Бараинский сегменты (см. рис. 1), различаю-

щиеся структурными особенностями [11]. Сегменты имеют общее антиклинальное строение, являясь кульминациями складчатой зоны; в их ядрах выступают каменноугольные отложения. Стили дислокаций нижнего карбонатного и верхнего терригенного комплексов резко различны. Установлено, что структура сектора определяется следами автохтонным кровельным дуплексом, представленным на западе рамповыми антиклиналями, взбросо-складками и вдвигами (рис. 3, *а*). Кровельный надвиг дуплекса трассируется по подошве верхнепалеозойских—триасовых отложений, слагающих аллохтон дуплекса (кровельную надвиговую пластину), которые дислоцированы чешуйчатыми надвигами западной и юго-западной вергентности. Дуплекс сложен терригенно-карбонатными породами верхнего протерозоя и нижнего—среднего палеозоя. Подошвенный надвиг предполагается вдоль границы карбонатного комплекса и кристаллического фундамента [3].

**Южно-Верхоянский сектор** расположен на юге пояса и протянулся по правобережью р.Алдан в субдолготном направлении на 800 км при ширине 60—150 км (см. рис. 1). Различаются три тектонические зоны, сложенные породами разного возраста и характеризующиеся различным стилем деформаций [11]. Структура северной и южной частей фронтальной Кыллахской зоны определяется листрическими надвигами, крутыми вблизи земной поверхности и переходящими на глубине в полого погружающиеся к востоку срывы, которые приурочены к глинистым горизонтам нижнего и среднего рифея (рис. 4). По этим разломам совмещены разнофациальные отложения среднего кембрия [4], что позволяет оценить амплитуды горизонтального перемещения по надвигам в десятки километров. Предполагается, что главный срыв трассируется параллельно поверхности раннедокембрийского кристаллического фундамента, полого погружающегося в восточном направлении (см. рис. 4). В центральной части зоны установлен крупный тектонический покров с амплитудой горизонтального перемещения до 90 км [2]. Сетте-Дабанская зона представляет собой структурный веер, а расположенная восточнее Аллаха-Юньская характеризуется обратной (восточной) вергентностью структур. В пределах этих зон установлен долготный зеленосланцевый метаморфический пояс.  $^{40}\text{Ar}$ — $^{39}\text{Ar}$  датировки по биотиту из гранитоидов Тарбаганнахского плутона и метаморфических сланцев свидетельствуют, что время проявления дислокационного метаморфизма совпадает с возрастом заключительной стадии остывания крупных гранитных батолитов Южного Верхоянья и составляет  $119 \pm 0,5$  млн.лет. Получены первые  $^{40}\text{Ar}$ — $^{39}\text{Ar}$  датировки 360 млн.лет метаморфических образований и  $356 \pm 2,8$  млн.лет гранитоидов Верхне-Майского выступа Охотского террейна, возраст которых ранее считался архейским и протерозойским соответственно. По комплексу геолого-структурных и геохронологических данных предполагается, что метаморфические образования Верхне-Майского выступа могут представлять собой комплекс метаморфического ядра, формирование которого связано с процессами позднедевонского рифтогенеза в Южном Верхоянье, проявленными в тылу позднепалеозойской окраинно-континентальной магматической дуги.

**Зона хинтерланда** пояса сложена триасовыми и нижне-среднеюрскими обломочными отложениями. На востоке по Адыча-Тарынской зоне разломов она граничит с Кулар-Нерским террейном. Западная ее граница с фронтальными структурами Западно-Верхоянского сектора Верхоянского пояса условна. В пределах зоны хинтерлан-





**Рис. 1. Структурная схема (а) и схема тектонического районирования (б) Верхоянского складчато-надвигового пояса:**

на а: отложения: 1 — рифейские, 2 — венд-нижнепалеозойские, 3 — среднепалеозойские, 4 — каменноугольные, 5 — пермские, 6 — мезозойские; 7 — Приверхоанский краевой прогиб; 8 — доюрские образования Сибирской платформы; 9 — Вилюйская синеклиза; 10 — меловые вулканы Удского и Охотско-Чукотского поясов; 11 — Охотский террейн; 12 — мезозойские гранитоиды; 13 — надвиги; 14 — сдвиги; оси: 15 — антиклиналей, 16 — синклиналей, 17 — антиклинориев, 18 — синклинориев; 19 — границы осадочных бассейнов; буквы в кружках — антиклинории: Х — Хараулахский, О — Орулганский, К — Куранахский, Б — Бараинский, Ср — Среднеянский, Аэ — Адыча-Эльгинский; синклинории: Ом — Омолоульский, С — Саргангский, Ю — Южно-Верхоанский; А — Адыча-Тарынская зона разломов; на б: зоны: 20 — форланда, 21 — хинтерланда; буквы в кружках — сегменты Западно-Верхоанского сектора: Хр — Хараулахский, Ор — орулганский, Кр — Куранахский, Бр — Бараинский



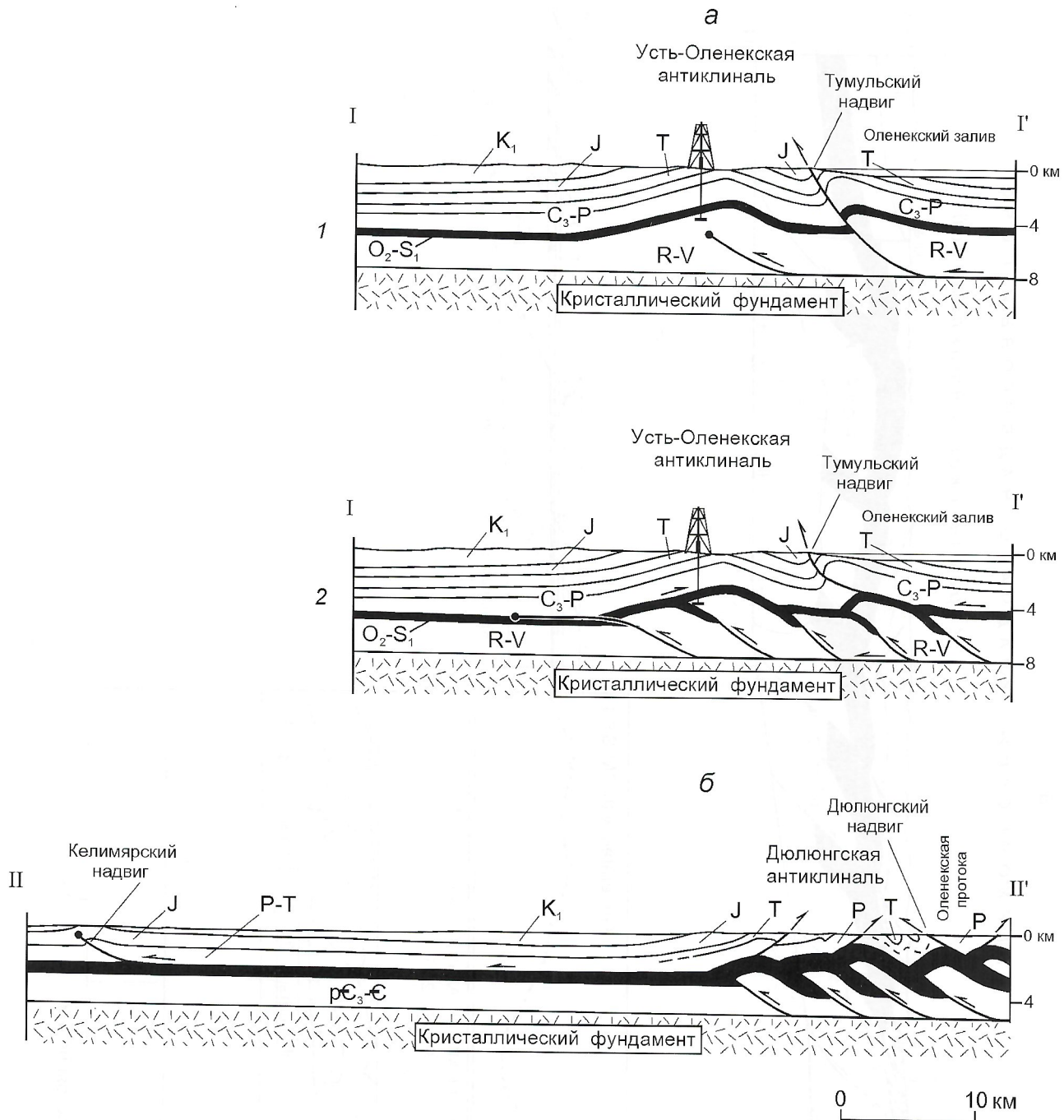


Рис. 2. Структурные разрезы через Оленекский сектор зоны форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса

да принято выделять ряд антиклинорий и синклинорий (см. рис. 1, а).

Основные закономерности строения складчато-надвигового пояса.

1. Надвиговые структуры пояса сходны со структурами фронтальных зон других орогенических поясов, лучше изученных бурением и сейсмическими методами, таких как Альпы, Северо-Американские Кордильеры, Аппалачи и др. Примечательная особенность форланда — его отчетливая сегментация, сопровождаемая изменением характера надвиговых структур от сегмента к сегменту вдоль простираения складчатого пояса. Несмотря на эти отличия, сокращение ширины складчатой зоны во всех сегментах остается весьма сходно.

2. Во всех сегментах Западно-Верхоянского сектора надвиги не останавливаются в районе фронтальной моноклинали, а продолжают в пределы краевого прогиба.

Наиболее далеко они продвинуты перед фронтом Куранахского сегмента, где, по существу, весь краевой прогиб сорван со своего основания. Наибольшие надвиговые перемещения, достигающие 90 км, установлены в Южно-Верхоянском секторе.

3. Строение надвиговых ансамблей в Западно- и Южно-Верхоянском секторах форланда различно. В первом во фронтальной зоне развиты в основном взбросо-складки, складки срыва и вдвиги (дуплексы с пассивной кровлей). Главный надвиговой срыв здесь трассируется в основании обломочных верхнепалеозойских отложений. Структура внутренней зоны определяется слепыми автохтонными кровельными дуплексами в карбонатном позднедокембрийском—среднепалеозойском комплексе, чешуйчатыми веерами и структурами «пор-ур» в терригенных верхнепалеозойских и мезозойских отложениях. Структура Южно-Верхоянского сектора определяется че-



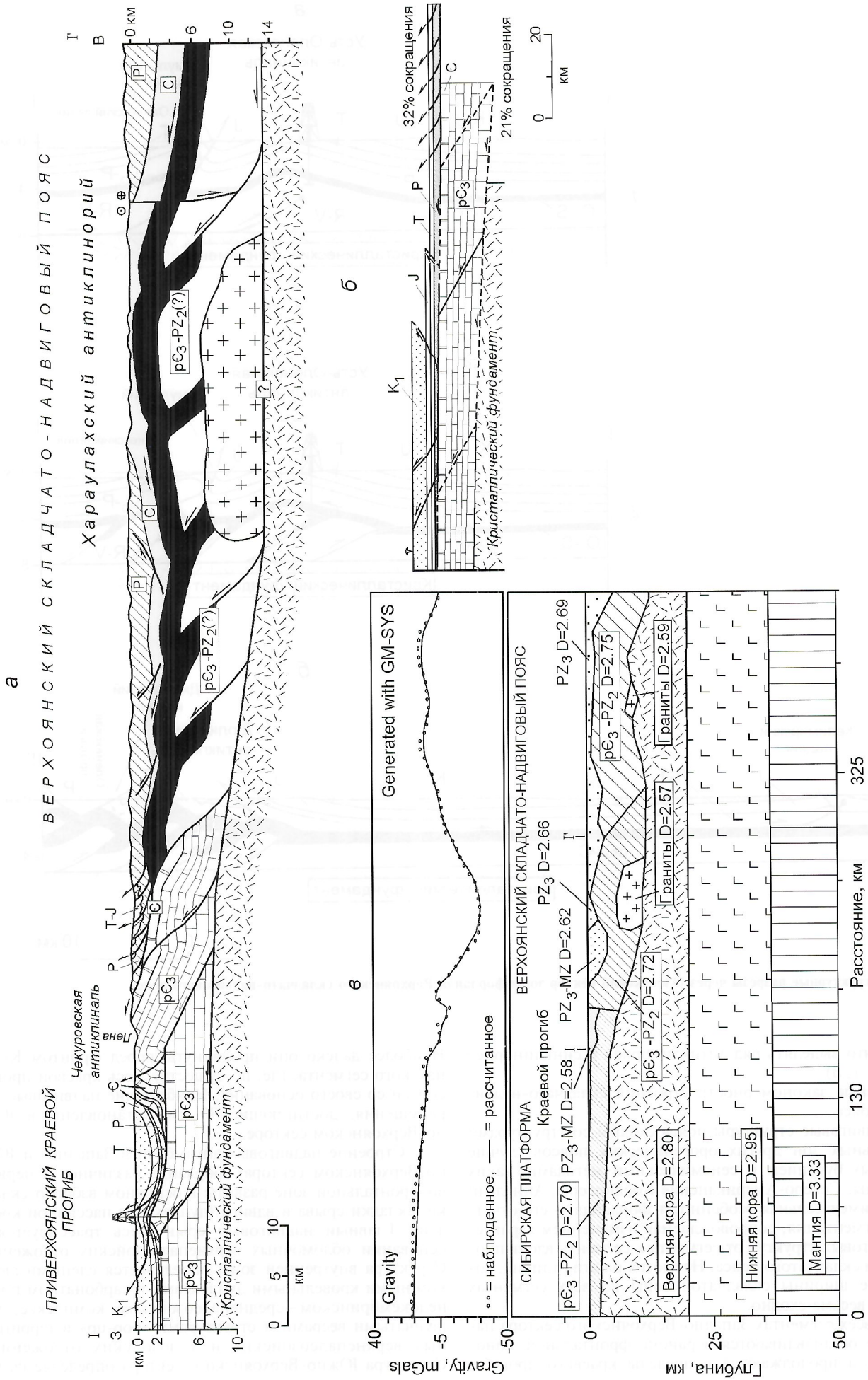


Рис. 3. Сбалансированный (а) и восстановленный (б) разрезы, гравитационная модель (в) южной части Хараулахского сегмента Западно-Верхооянского сектора



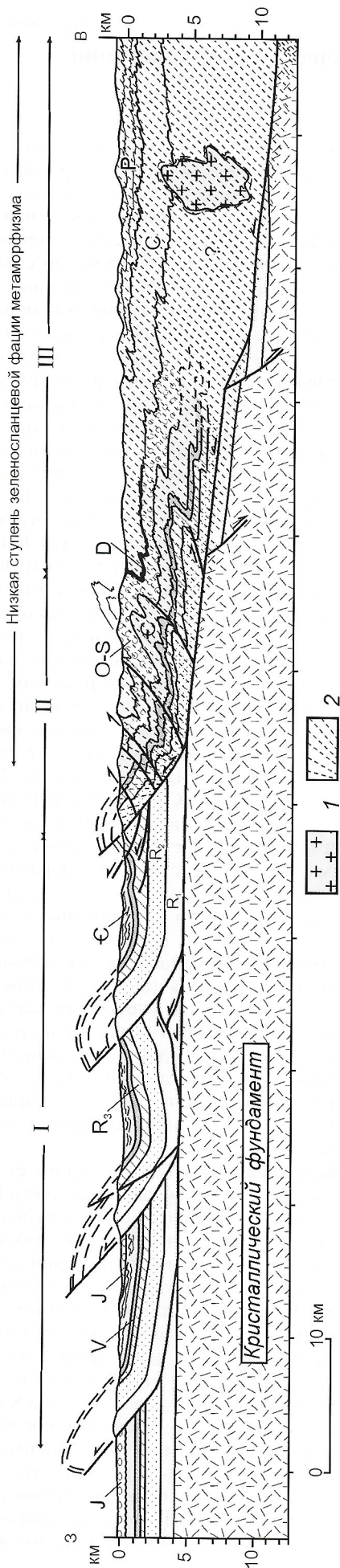


Рис. 4. Геологический разрез через южную часть Южно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса:

зоны: I — Кыллахская, II — Сетте-Дабанская, III — Аллах-Юньская; 1 — мезозойские гранитоиды; 2 — кливаж

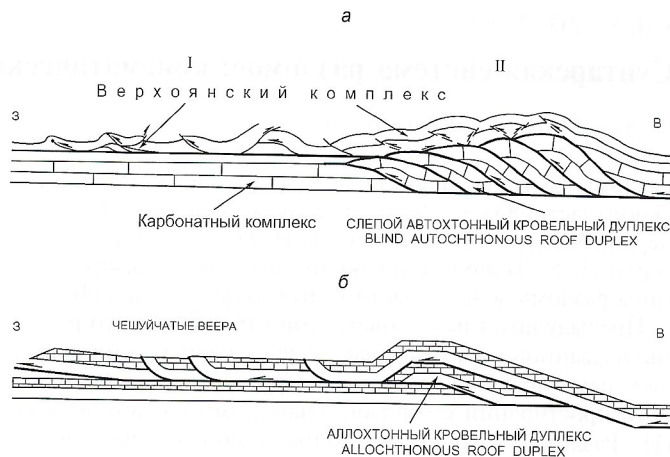


Рис. 5. Принципиальные различия в строении надвиговых ансамблей Западно-Верхоянского (а) и Южно-Верхоянского (б) секторов Верхоянского складчато-надвигового пояса:

зоны: I — фронтальная — взбрососкладки, вдвиги (дуплексы с пассивной кровлей), II — внутренняя — чешуйчатые веера и структуры «пор-ур»

шуйчатые веерами и аллохтонным кровельным дуплексом (рис. 5).

4. Различия в стиле деформаций в различных секторах пояса могут быть связаны: а) с более узкой зоной континентального шельфа в Южно-Верхоянском секторе, что привело к концентрации деформаций; б) с различием глубинного строения, о чем может свидетельствовать отсутствие передового прогиба перед фронтом Южно-Верхоянского сектора; в) отсутствием девонских эвапоритов в Южно-Верхоянском секторе, которые имеют большое влияние на формирование структурного стиля складчато-надвиговых поясов.

Работа выполнена в рамках проектов: РФФИ (01-05-65485, 00-05-65105), РФФИ-Арктика (01-05-96212, 01-05-96231), ФЦП «Интеграция» (№18.1), «Университеты России — фундаментальные исследования» (№1727).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Происхождение складчатости. — М.: Наука, 1981.
2. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Тарабукин В.П. Палеонтологические доказательства крупных надвиговых перемещений в Южном Верхоянье // Докл. РАН. 1998. № 6. Вып. 361А. С. 809—813.
3. Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 3—10.
4. Худолей А.К., Гурьев Г.А., Зубарева Е.А. Отложения плотностных потоков в карбонатном комплексе Сетте-Дабана (Южное Верхоянье) // Литология и полезные ископаемые. 1991. № 5. С. 106—116.
5. Bally A.W., Gordy P.L., Stewart G.A. Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains // Bull. Canad. Petrol. Geol. 1966. Vol. 14. P. 337—381.
6. Boyer S.E., Elliott D. Thrust systems // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1982. Vol. 66. № 9. P. 1196—1230.
7. Colman-Sadd S.P. Fold development in Zagros simply folded belt, Southwest Iran // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1978. Vol. 62. № 6. P. 984—1003.
8. Cook F.A., Brown L.D., Oliver J.E. The Southern Appalachians and the Growth of Continents // Scientific Amer. 1980. Vol. 243. № 4. P. 124—140.
9. Dixon J.S. Regional structural synthesis. Wyoming salient of Western overthrust belt // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1982. Vol. 66. № 10. P. 1560—1580.
10. Oliver J. Probing the structure of the deep continental crust // Science. 1982. Vol. 216. № 4547. P. 689—695.
11. Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Gaiduk V.V. Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, eastern Siberia // Tectonics. 1995. Vol. 14. № 2. P. 342—358.



## Сунтарская система разломов: кинематическая и геодинамическая интерпретации

В.С.ОКСМАН, М.Ф.ТРЕТЬЯКОВ

Разломы Сунтарской системы, трассирующиеся в центральной части Южно-Верхоянского синклинория (рис. 1), первоначально были описаны Н.И.Лариным и Т.С.Кирусенко [3, 5]. Наиболее подробно оказались охарактеризованы разломы южной части Сунтарской системы [4].

Предыдущими исследователями отмечалось, что разломы названной системы представлены небольшими диагональными правыми сдвигами северо-восточного и широтного простираний с горизонтальной амплитудой до 8 км [1]. Разломы хорошо выражены в обнажениях зонами дробления с зеркалами скольжения.

Сеторымский, Кюрбеляхский, Верхнесупский и Харчанский разломы системы прослеживаются в пределах Томпонского учебного полигона геологоразведочного факультета Якутского государственного университета, расположенного на западе центральной зоны Южно-Верхоянского синклинория. В 2000 г. нами детально исследованы Кюрбеляхский и Сеторымский разломы (рис. 2). Структурные наблюдения включали определение ориентировки и взаимоотношений линейных и плоскостных структурных ансамблей с помощью стандартных методик структурного, стереогеометрического и тектонофизического анализов и обработки данных с помощью компьютерной программы Stereonett (автор J.P.Duyster, Ruhr University, Germany). Для реконструкции динамических моделей образования разломов определены их структурные парагенезы.

В последние годы при характеристике структурных рисунков разломов со сдвиговой кинематикой применяются специальные термины, ранее введенные для разломов с надвиговой кинематикой: дуплексы и вееры. Под сдвиговым дуплексом обычно понимается структурный ансамбль, состоящий из двух главных (ведущих) разломов, по которым определяются основные амплитуды сдвиговых перемещений. Между ведущими разломами заключены эшелонные (кулисы) сдвигов, сливающихся с главными разломами, с меньшими амплитудами перемещений. По простиранию обычно ведущие сдвиги расщеплены на вееры, состоящие из более мелких срывов. Такие ансамбли называют сдвиговым веером. В зависимости от соотношения главного и второстепенных (опережающих, или ответв-



Рис. 1. Структурная позиция разломов Сунтарской системы

ляющихся разломов) выделяются: эшелонные право- и левосдвиговых дуплексов и вееров сжатия и растяжения. Сдвиговые и сдвиго-взбросовые вееры и дуплексы, связанные с процессом сжатия, формируются при транспрессии (сдвиг со сжатием), а сдвиговые и сдвиго-сбросовые вееры и дуплексы, образованные одновременно с растяжением, связывают с трансензией [9, 10]. Для сдвиговых вееров и дуплексов терминология и классификация разработаны сравнительно давно, а их примеры описаны во многих регионах, в т.ч. и в пределах Восточной Якутии [7].

**Структурное положение.** Исследуемый район расположен на западе центральной (Кумбарино-Оганьинской) зоны Южно-Верхоянского синклинория [2]. Данная зона синклинория сложена пермскими и триасовыми терригенными отложениями. Складчатые структуры района имеют западную вергентность и субдолготное или северо-восточное простирание. Шарниры складок погружены к северу и ундулируют. Наиболее крупные Ухун-Курунгская и Дыбинская антиклинали и Кумбаринская и Оганьинская синклинали. Антиклинали имеют сундучную форму с широкими пологими замками, а синклинали килевидные, с крутыми углами падения крыльев. Картируемые структуры осложнены более мелкими складками, большее количество которых приурочено к разломам Сунтарской системы. В ядрах антиклиналей закартированы главным образом пермские отложения, а мульды выполнены триасовыми породами. Фиксируются и более мелкие открытые и флексурные складки, амплитудой до 200 м (см. рис. 2, стереограмма 1). Складчатые нарушения осложнены отдельными взбросами, надвигами и межпластовыми срывами (см. рис. 2, врезка), приуроченными к западным частям складчатых структур. Образование складчатых нарушений и субсогласных с ними срывов субдолготного и северо-западного простираний связано с главными этапами складчатости. В процессе исследований в районе установлен межзерновой, селективный, секущий тип кливажа (по классификации [8]). Кливаж ориентирован субпараллельно осевым плоскостям картируемых складок и проявлен селективно в пластах и прослоях глинистых сланцев. Линейность пересечения слоистости и кливажа, различные морфологические типы будинаж-структур расположены субпараллельно шарнирам картируемых складок и изменяют ориентировку вблизи крупных разломов.

**Разломы.** *Кюрбеляхский разлом* (см. рис. 2) имеет северо-западное простирание, трассируется в бассейне р.Кюрбелях и за пределами региона протянулся в верховья рек Томпо и Брюнгаде. Он хорошо читается на аэрофотоснимках и прослеживается на местности по серии депрессий, сквозных долин, к нему приурочены многолетние и сезонные наледи. В северной части (севернее устья руч.Север) разлом состоит из одной плоскости, а южнее он расщеплен на серию срывов с правосбросо-сдвиговой кинематикой. В промежутке между двумя ведущими плоскостями разлома, которые прослеживаются по р.Кюрбелях и ее правым притокам ручьям Левый Атмооле, Аккорд, выделена серия более мелких малоамплитудных опережающих срывов, также с правосдвиговой кинематикой. В нижнем течении руч.Север отмечены правосдвиговые смещения маркирующего оточерасового горизонта с горизонтальной амплитудой до 300 м. По р.Кюрбелях и в



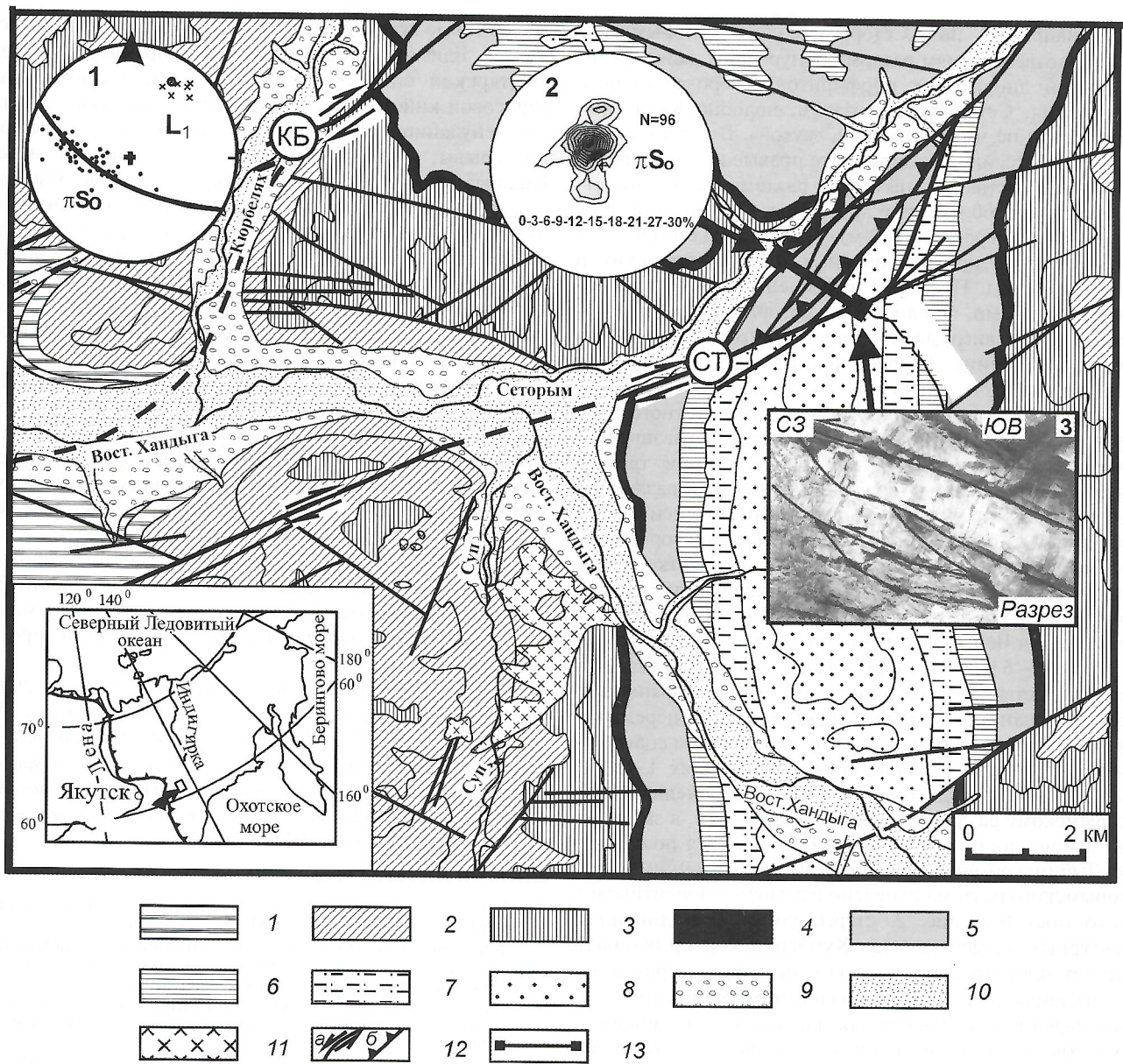


Рис. 2. Тектоническая схема верховьев р. Восточная Хандыга, составлена с использованием материалов В.И. Корстелева и др., 1975 г.:

верхнепермские отложения свит: 1 — менкеченской, 2 — чамбинской, 3 — имтачанской; триасовые отложения: некучанской свиты: 4 — нижняя подсвита, 5 — верхняя подсвита; свит: 6 — харчанской, 7 — сеторымской, 8 — малтанской, 9 — верхнечетвертичные, 10 — современные отложения; 11 — диориты, гранодиориты и кварцевые диориты; 12 — сдвиги (а), взбросы (б); 13 — участок структурных наблюдений по руч. Чертов Брод; разломы (буквы в кружках): КБ — Кюрбеляхский, СТ — Сеторымский; на врезках — стереограммы: 1 — руч. Аккорд (точки — слоистость ( $\pi S_0$ ), крестики — замеренная линейность пересечения слоистости и кливажа L, крестик в кружке — рассчитанная ориентировка линейности пересечения); 2 — руч. Чертов Брод — слоистость ( $\pi S_0$ ); 3 — расположение района, ранние наводки

приустьевой части ее левых притоков разлом выражен зонами катаклаза, какиритизации и дробления шириной до первых метров. В непосредственной близости к разлому отмечено изменение ориентировки на  $30-40^\circ$  линейных и плоскостных структурных элементов: слоистости и кливажа, также указывающих на правосдвиговые перемещения.

В плоскости разлома отдельные зоны брекчирования сцементированы кварцем и кальцитом. Анализ структурного рисунка позволяет установить для разлома на изученной площади морфологию *правосдвигового веера растяжения*. Такая морфология характерна для окончания или затухания сдвигов. Учитывая правосдвиговую кинематику, можно предположить, что на данном участке фиксируется тыловой правосдвиговый веер растяжения Кюрбеляхского разлома.

**Сеторымский разлом** трассируется в северо-западном направлении через всю территорию изученного района на протяжении около 25 км. Он — один из наиболее крупных в Сунтарской системе и прослежен через Южно-Верхоянский синклинорий на 150 км. Разлом состоит из нескольких ветвей с правосбросо- и взбросо-сдвиговой кинематикой. В приустьевой части р. Сеторым, по ручьям Чертов Брод, Светлый, Шагали многочисленные разрывы, образующие систему Сеторымского разлома, образуют характерную структуру *правосдвигового дуплекса сжатия* (см. рис. 2). Между двумя главными ведущими плоскостями разлома заключены сливающиеся с ним, оперяющиеся и ответвляющиеся разрывы. Основные ветви Сеторымского разлома выражены мощными (до 150 м) зонами раздробленных, развальцованных, прокварцованных и перемятых



пород (например, по р.Сеторым, вблизи Сеторымского моста). К ответвлениям разлома приурочены дайки лампрофилов и диоритовых порфиров северо-восточного простирания. Сеторымский разлом, подобно Кюрбеляхскому, почти не минерализован, «сухой». В коренных обнажениях (бассейн р.Сеторым и ее правые и левые притоки) основная ветвь Сеторымского разлома характеризуется мощной (до 300 м) зоной дробления, состоящей из различных по размерам (до 100 м), ориентировке и возрасту блоков и круто ориентированных пластин пермских и триасовых пород. Пластины заключены между второстепенными срывами, на плоскостях которых отмечены многочисленные сдвиговые и взбросо-сдвиговые борозды и зеркала скольжения. Второстепенные разломы образуют сопряженные пары синтетических и антитетических срывов, соответственно субширотного и субдолготного простирания. К срывам приурочены зонки катаклазированных, милонитизированных пород или глинки трения. Круто ориентированные пластины сложены в различной степени деформированными породами от интенсивно дробленных до почти ненарушенных, местами горизонтально залегающих. Отоцеровые слои на участке между ручьями Шагали и Чертов Брод «расташены» по отдельным блокам на расстояние от 20 до 500 м [4]. В приустьевой части руч.Чертов Брод мощность отоцеровых слоев составляет 5—6 м, а верхнеимтачанская свита контактирует непосредственно с разными горизонтами верхненекучанских песчаников. Амплитуда вертикальных перемещений отдельных тектонических блоков по срывам составляет 400—700 м при горизонтальных смещениях 1—2 км. Суммарная амплитуда горизонтальных перемещений по Сеторымскому разлому оценивается в 3—4 км, а за пределами района достигает 8 км, что определяется по смещению Дыбинской антиклинали. При приближении к зоне Сеторымского разлома отмечено изменение ориентировок плоскостных (см. рис. 2, стереограмма 2) и линейных структурных элементов. Ось Кумбаринской синклинали изменяет простирание с субдолготного на северо-западное, отклоняясь на 30—45°. Аналогичные изменения азимутов падения отмечены и для плоскостных и линейных элементов: слоистости, кливажа, линейности пересечения, а углы падения и погружения в зоне разлома становятся более крутыми.

Векторы осей сжатия и растяжения, рассчитанные по сопряженным парам срывов (сколов), в целом для Сеторымского разлома ориентированы:  $330\div 340-150\div 160$  и  $240\div 250-60\div 70^\circ$ . В зоне Сеторымского разлома отмечены многолетние наледи, трассирующиеся по долине р.Сеторым.

К разломам Сунтарской системы отнесены и другие разрывы, наиболее крупными из которых Харчанский, Верхне-Кобьюминский, Брюнгадинский. По наблюдаемому структурному рисунку данных разломов и по описаниям, приводимым ранее, они также могут представлять пра-

восдвиговые вееры и сдвиговые дуплексы сжатия и растяжения. Близкое, субширотное простирание к разломам Сунтарской системы имеют малоамплитудные срывы сбросовой кинематики. Они образуют в рельефе отчетливые денудационные уступы, иногда наследуют более ранние срывы, к ним приурочены также сезонные наледи. Главные структуры региона образовались в результате коллизии южной части Верхоянской континентальной окраины и Охотского микроконтинента, при этом последний испытывал вращение по часовой стрелке [6]. Формирование разломов Сунтарской системы, очевидно, произошло после образования основных складчатых и связанных с ними надвиговых нарушений, в позднеколлизионный этап — в позднемеловое время.

Из сказанного можно сделать следующие выводы. Разломы Сунтарской системы образуют характерные структурные ансамбли правосдвиговых вееров и дуплексов растяжения и сжатия. Эти данные подтверждаются наблюдениями за линейно-плоскостными структурными формами, ориентировкой векторов сжатия и растяжения и результатами геологического картирования.

Формирование разломов Сунтарской системы произошло в заключительные стадии коллизии южной части Верхоянской континентальной окраины и Охотского микроконтинента, при этом последний испытывал поворот по часовой стрелке.

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №00-05-65105; №01-05-79157-К; РФФИ—Арктика №№ 01-05-96227, 01-05-96212, гранта №340 VI конкурса-экспертизы научных проектов молодых ученых РАН и проекта «Университеты России—фундаментальные исследования» (№ 1727). Благодарим за полезные советы в подготовке статьи Ф.Ф.Третьякову и Л.М.Парфенову.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. — М.: Наука, 1979.
2. Домохотов С.В. Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР масштаба 1:1 000 000 (лист Р-54—Оймакон). — М.: Госгеолтехиздат, 1961.
3. Кирусенко Т.С. О структурных особенностях Южно-Верхоянского синклиория // Тектоника Сибири. М., 1970. Т. 4. С. 69—73.
4. Коростелев В.И. Краткий очерк геологического строения севера Южно-Верхоянского синклиория. — Якутск: ЯГУ, 1980.
5. Ларин Н.И. К тектонике Восточного Верхоянья // Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока России. Магадан, 1956. Вып. 10. С. 57—68.
6. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 6. С. 32—43.
7. Проконьев А.В., Каскевич Г.Э. Сдвиговые дуплексы Восточной Якутии // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 44—46.
8. Третьяков Ф.Ф. Морфологические типы кливажа и их классификация // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 9. С. 1520—1531.
9. Sylvester A.G. Strike-slip faults // Geological Society of America Bulletin. Vol. 100. 1988. P. 1666—1703.
10. Woodcock N.H., Fisher M. Strike-slip duplexes // J. Struct. G. 7. 1986. № 8. P. 725—735.



## Геолого-промышленные типы и критерии оценки золоторудных месторождений Верхоянской складчатой системы

В.А.АМУЗИНСКИЙ, Г.С.ИВАНОВ, И.А.ЛАЦАНОВСКИЙ

Золотое оруденение на территории Верхоянской складчатой системы (ВСС) представлено монометалльными и комплексными месторождениями, запасы которых связаны с рудными телами, локализованными преимущественно в терригенных породах. Ведущее значение имеют минерализованные зоны дробления с метасоматическими сульфидно-кварцевыми прожилково-вкрапленными рудами. По масштабу им уступают секущие и пластообразные убого- и малосульфидные кварцевые жилы. Небольшие запасы золота разведаны в штокверках и кварцевых жилах, секущих массивы и дайки магматических пород. Широкое распространение золотого оруденения, многообразие структурно-морфологических, минералого-геохимических и других особенностей рудных тел существенно затрудняют сравнительную оценку месторождений и выбор новых объектов для проведения разведочных работ. В связи с этим большое значение имеет типизация месторождений ВСС (рисунок), где сосредоточены около 80% промышленных запасов.

Известно значительное число классификаций золоторудных образований, созданных на основе различных принципов: минералого-геохимических, геолого-структурных, формационных, генетических и др. Впервые в 1929 г. Ю.А.Билибин разделил золоторудные месторождения Северо-Востока России на дайковую и жильную формации. Позднее он особо подчеркивал условность выделения обеих формаций по структурно-морфологическому признаку, возраст оруденения определял как позднеюрский и связывал его вначале с гранитными батолитами колымского типа, а затем с комплексом диоритовых малых интрузий [3]. Одновременно Ю.А.Билибин отмечал случаи нахождения золота в проявлениях, сопровождающих верхнемеловые гранодиориты охотского комплекса, подчеркивая непромышленный характер этого оруденения.

Систематика, предложенная Ю.А.Билибиным, была принята большинством геологов «Дальстроя» (В.А.Цареградский, В.Т.Матвеев, Е.Т.Шаталов, А.П.Васильковский, Ю.Н.Трушков и их последователи), а золотоносность оловянного, вольфрамового, полиметаллического, сурьмяного и иных типов оруденения отнесена к разряду экзотической. Принципиально иную классификацию месторождений ВСС предложил П.И.Скорняков [11]. Используя новые данные о золотоносности различных типов эндогенной минерализации, полученные при детальном систематическом изучении большинства месторождений, он связал верхнеюрское оруденение с комплексом малых добатолитовых интрузий и отнес к нему золото-кварцевую, золото-сурьмяную и золото-сульфидную формации. Верхнемеловое оруденение было предложено расчленять на золото-редкометалльную и золото-олово-турмалин-кварцевую формации. Каждая из них по преобладающим ассоциациям рудных минералов разделена на минеральные типы. П.И.Скорняков объединил разновозрастные формации в два семейства, подчеркивая тем самым переходность и тесную связь этих образований. Систематика П.И.Скорнякова до настоящего времени наиболее рациональная среди формационных классификаций, что подтверждено новыми сведениями по разнообразным вопросам геологии и минералогии золоторудных месторождений.

В соответствии с новейшими разработками формационного анализа [5, 6, 12] в золотоносных узлах ВСС в тесном сообществе выявлены месторождения малосульфидной золото-кварцевой, золото-антимонитовой, золото-серебряной, золото-редкометалльной, золото-скарновой, золото-полиметаллической и других формаций. Формационное изучение месторождений позволяет обосновать этапность и стадийность рудного процесса, решить вопросы о генезисе и связи оруденения с магматизмом, а также (и это самое главное) определить *региональные* закономерности размещения оруденения в структурах складчатой области в тесной связи с этапностью и стадийностью складчатых, орогенных, магматических и других процессов [1]. Вместе с тем, как показывает опыт, на уровне *локального* прогнозирования и при оценке рудных тел формационный анализ мало эффективен, а в большинстве случаев вообще непригоден. Так, например, рудные тела Нежданнинского месторождения отнесены к разным формациям. Однако для перспективной оценки рудных зон и жил месторождения эти классификации не могут быть применимы, поскольку в них не учтены такие важные параметры, как размеры рудных тел, их структурно-морфологический тип, уровень концентрации полезного и сопутствующих компонентов и т.д. Ограниченные возможности формационного анализа при крупномасштабных работах установили и другие исследователи; например, А.И.Кривцов [8] особо отметил, что формационные методы прогнозирования золотого оруденения могут быть использованы для оценки площадей лишь до уровня рудного района.

Минералого-геохимический подход к типизации золоторудных месторождений реализуется в двух аспектах. *Во-первых*, это сведения, учитывающиеся при формационном, *во-вторых*, при самостоятельном анализе, когда оценивается принадлежность рудных тел к пяти геолого-геохимическим группам месторождений (литофильной, литофильно-халькофильной, халькофильной, сидерофильной и щелочной) на основе соотношения главных рудообразующих элементов. Достоинства и недостатки подобных классификаций в принципе идентичны формационному анализу.

Методы типизации месторождений на основе генетических признаков, по существу, невозможно использовать в практическом отношении из-за их многовариантности. При локальном прогнозировании большое значение имеют структурно-морфологические классификации, упрощенный вариант которой для черносланцевой толщи ВСС представляется следующим: I. *Минерализованные зоны дробления*: А — согласно секущие, Б — поперечно секущие, В — продольно секущие; II. *Пластообразные согласные жилы и залежи*: А — плитообразные, Б — седловидные, В — линзовидные, Г — четковидные; III. *Трещинные секущие жилы и залежи*: А — плитообразные, Б — трубообразные, В — сетчатые, Г — ветвистые, Д — лестничные; IV. *Штокверки*.

Наиболее рациональные, особенно на стадии локального прогнозирования, — классификации месторождений, построенные с использованием комплекса прямых поисковых и оценочных признаков (структурно-морфологических, минералого-геохимических и др.), которые могут



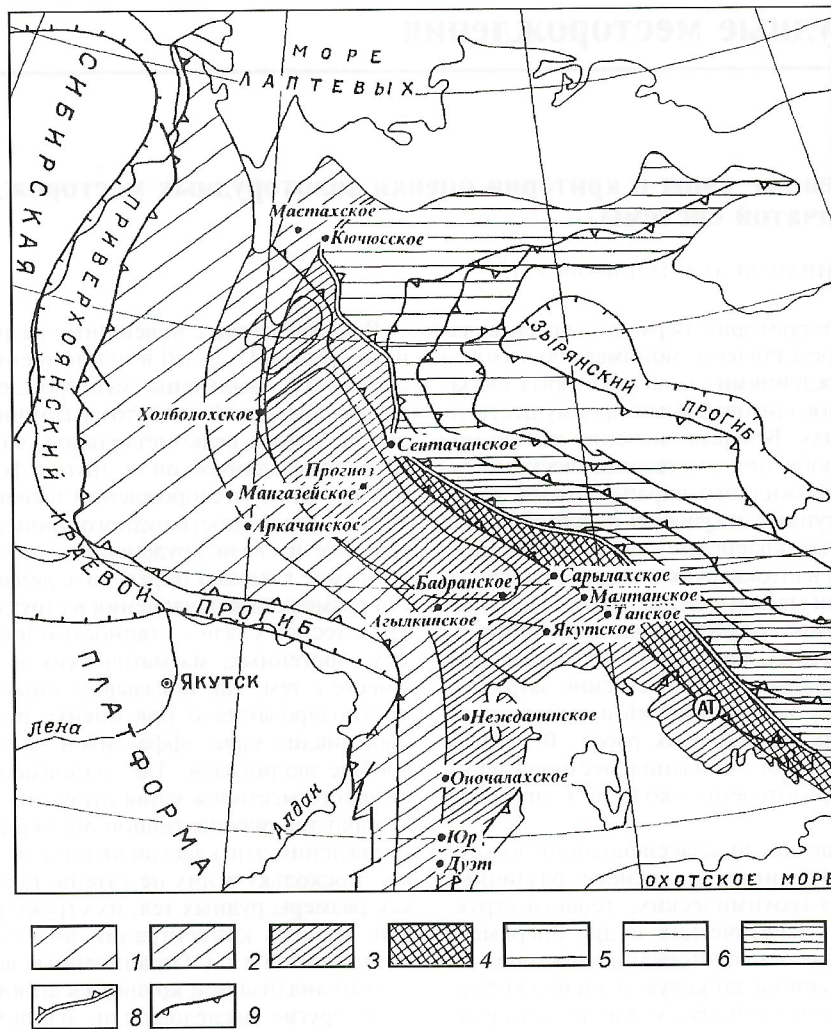


Схема размещения детально изученных коренных месторождений золота Восточной Якутии:

металлогенические зоны: Верхоянский пояс: 1 — Орулганская, 2 — Кулар-Сетте-Дабанская, 3 — Адычанская, 4 — Индигирская; пояс Черского: 5 — Илинъ-Таская, 6 — Момо-Полоусненская, 7 — Иньяли-Дебинская; разрывные нарушения [10]: 8 — Яно-Индигирский шов, 9 — надвиги

### 1. Основные геолого-промышленные типы золоторудных месторождений Восточной Якутии

Геолого-промышленный тип	Месторождения	
	Верхоянская складчатая система	Другие районы
Наталкинский — минерализованные зоны дробления в терригенных породах	Нежданинское, Бадранское, Золотой Рог, Тарынское, Онкучахское, Эмисское, Киенг-Юряхское, Жаркое, Хмурое, Самыр, Суордахское, Байдахское, Кыллахское	Наталкинское, Бакырчик, Даугызтау
Сухоложский — штокверки вдоль системы минерализованных зон дробления в терригенных породах	Кючюское, Тас-Юряхское, Базовское, Туора-Тасское, Право-Бургуатское, Мунула, Новое, Мукское	Чай-Юрья, Мурунтау, Сухой Лог, Олимпиадинское
Игуменовский — секущие жилы в минерализованных зонах дробления в терригенных породах	Нежданинское, Сентачанское, Сарылахское, Бадранское, Базовское, Малтанское, Лево-Бургуатское, Байдахское, Чудное, Солурское, Омукское, Лягрик	Игуменовское, Токурское
Кировский — секущие жилы в магматических и контактово-метаморфизованных породах	Хаптагай-Хая, Эргелях, Заря, Солурское, Стрела, Верхне-Кючюское, Тирехтяхское	Кировское
Березовский — минерализованные зоны дробления вдоль даек и штокверки в дайках	Золотой Рог, Сырыйдах, Пильское, Байдахское, Суордахское	Утиное, Штурмовое, Березовское
Порфиновый — штокверки в надвигных зонах и массивах магматических пород	Якутское, Дезуньинское, Мангазейское, Прогноз, Хатыское, Батырчанское	Сорское, Анюйское
Агылкинский — штокверковые залежи в скарнах	Агылкинское, Джетаньинское	Восток-2, Лермонтовское
Советский — пластообразные жилы в терригенных породах	Юрское, Буларское, Жданое	Советское



## 2. Система критериев оценки основных геолого-промышленных типов золоторудных месторождений Восточной Якутии

Критерии и признаки	Геолого-промышленные типы*							
	Наг	Сух	Игум	Кир	Бер	Пор	Агыл	Сов
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<b>I. Рудовмещающие структуры</b>								
<i>I.I. Разломные</i>								
А. Крупные региональные и локальные зоны дробления, разграничивающие блоки с различной складчатостью	4**	3	2	2	3		2	2
Б. Средние и мелкие зоны дробления, осложняющие складчатые системы рудных узлов и полей	4	2	3	2	3	1	1	2
В. Мелкие и одиночные разломы, развитые в пределах отдельных складчатых структур	1	0	4	3	2	2	1	2
Г. Сложный тектонический узел в области сочленения разноориентированных разрывных нарушений	3	4	1	1	2	2	2	0
Д. Мелкие одиночные нарушения	0	0	0	1	0	1	0	0
Е. Трещины	0	0	0	1	0	1	0	0
<i>I.II. Складчатые</i>								
Зоны межпластового и внутрипластового скольжения	0	2	0	0	0	0	0	4
<b>II. Морфология рудных тел и характер распределения золота [4]</b>								
А. Простого строения с выдержанной мощностью и равномерным распределением золота	4	2	0	0	3	2	2	2
Б. Сложного строения с невыдержанной мощностью и неравномерным распределением золота	4	4	4	4	4	3	3	4
В. Очень сложного строения с резко изменчивой мощностью и исключительно невыдержанным содержанием золота	4	4	4	4	4	4	3	4
<b>III. Вещественный состав руд</b>								
А. Малосульфидные кварцевые монометалльные (золото)								
а) арсенопиритовые	4	4	4	4	4			4
б) галенит-сфалеритовые	2	2	4	4	3	3	2	4
в) пиритовые	4	4	2	2	4	1	1	2
Б. Сульфидно-кварцевые полиметалльные (золото, сурьма, ртуть, мышьяк)								
а) антимонитовые	1	2	4	2	1	0	0	1
б) киноварь-антимонитовые	2	3	4	2	2	1	1	1
в) галенит-сфалерит-сульфоантимонитовые	1	2	4	4	2	3	4	4
г) галенит-сфалерит-арсенопиритовые	1	2	4	4	2	4	3	4
В. Редкометалльно-кварцевые полиметалльные (золото, вольфрам, олово, висмут)								
а) известковых скарнов с полисульфидным оруденением	3	2	1	1	3	1	4	0
б) касситерит-сульфидные	2	1	4	2	1	1	1	0
в) шеелит-сульфидные	2	1	4	2	1	2	3	0
г) висмутиновые	1	1	3	3	2	2	4	1
<b>IV. Среднее содержание золота в руде</b>								
А. Высокое (более 10 г/т)	0	0	4	3	1	2	2	3
Б. Невысокое (5–10 г/т)	4	4	1	0	4	3	3	1
В. Низкое (2–5 г/т)	4	4	0	0	4	4	4	0
Г. Очень низкое (1–2 г/т)	4	4	0	0	4	4	4	0
<b>V. Характер технологической переработки</b>								
А. Простой [9]	2	2	4	3	2	2	2	4
Б. Сложный	1	2	4	3	1	3	3	4



1	2	3	4	5	6	7	8	9
<b>VI. Размеры рудных тел</b>								
А. Уникальные	4	4	0	0	3	4	2	0
Б. Крупные	4	4	0	0	4	4	3	0
В. Средние	4	4	2	2	4	4	4	2
Г. Мелкие	4	4	4	4	4	4	4	4
<b>VII. Категория запасов [7]</b>								
А. Уникальные (100—1000 т)	3	4	0	0	2	4	1	0
Б. Крупные (10—100 т)	4	4	0	0	3	4	2	0
В. Средние (1—10 т)	4	4	3	2	4	4	4	4
Г. Мелкие (до 1 т)	4	4	4	4	4	4	4	4
<b>VIII. Условия освоения и эксплуатации [4]</b>								
А. Благоприятные (открытая или высокопроизводительная подземная добыча)	4	4	0	0	4	4	4	0
Б. Рядовые	4	4	3	2	4	3	3	3
В. Неблагоприятные	4	4	4	4	4	3	3	4
<b>IX. Промышленное значение</b>								
А. Балансовые	4	4	3	2	4	4	4	3
Б. Забалансовые	4	4	4	4	4	4	4	4
Общая значимость признаков	115	115	96	77	113	103	96	73

\* Геолого-промышленные типы: Нат — наталкинский, Сух — сухоложский, Игум — игуменовский, Кир — кировский, Бер — березовый, Пор — порфиоровый, Агыл — агылкинский, Сов — советский.

\*\* Степень значимости признаков: 4 — очень высокая, 3 — высокая, 2 — невысокая, 1 — неясная, 0 — низкая.

быть корректно оценены [2, 4, 7, 9]. Опыт разработки геолого-промышленной классификации золотого оруденения ВСС и сравнение изученных нами месторождений с оруденением других регионов, приведен в табл. 1. Столкнувшись со значительными трудностями в определении объемов выделяемых типов и границ между ними, мы сочли возможным использовать более широко распространенные названия геолого-промышленных типов. В том случае, если месторождение или проявление не является монometалльным, название типа дополняется соответствующим полезным компонентом; например, среди игуменовских могут быть золото-кварцевый, золото-сурьмяный, золото-сурьмяно-ртутный и др.

Характеристика каждого типа достаточно полно отражена в табл. 2. Отметим лишь те особенности, которые дополняют приведенные в ней данные. Количественная оценка значимости 40 признаков свидетельствует о большей перспективности наталкинского, березовского и сухоложского типов, которые характеризуются широким распространением прожилково-вкрапленных руд в минерализованных зонах дробления. Месторождения подобных типов в последние 35—40 лет выявлены во многих районах России и за рубежом. Изучение структурных условий их локализации позволяет внести определенные коррективы в широко распространенное мнение о том, что крупные и средние по размерам разрывные нарушения имеют значение рудоподводящих и рудораспределяющих структур. Рудовмещающая роль подобных дизъюнктивов очевидна, и их поиски — важнейшее направление всех видов геологоразведочных работ, поскольку именно с

этими геолого-промышленными типами оруденения связаны основные запасы золота.

В пределах многих рудных узлов и полей установлено совмещение нескольких геолого-промышленных типов оруденения. В этом случае оценка площади должна быть комплексной, а поиски и разведка ориентированы на несколько типов. Необходимо отметить, что в связи с мелким и дисперсным характером самородного золота, высокой золотоносностью сульфидов, гипогенные руды обычно не сопровождаются россыпными месторождениями или интенсивными шлиховыми ореолами. Развитие россыпей отмечено, как правило, на тех месторождениях, в пределах которых руды претерпели интенсивные гипергенные изменения, сопровождавшие процессы корообразования палеоген-неогенового возраста.

Предлагаемые новые взгляды и подходы к классификации золоторудных месторождений не изменяют существующие методические требования по их изучению, регламентирующие необходимую изученность месторождений при подготовке к промышленному освоению. Имеющийся опыт государственной экспертизы запасов золота по Якутии (Республиканской комиссии по запасам) свидетельствует о появлении и развитии двух тенденций, направленных на сокращение сроков и затрат на разведку и освоение месторождений. Первая из них заключается в совмещении стадий поисков и разведки при очевидной промышленной ценности объекта с изучением месторождений по упрощенной и сокращенной схемам. Вторая заключается в стремлении организовать, при положительной оценке объекта, опытно-промышленные или любые



добычные работы для возмещения понесенных затрат реализованным золотом.

Отмеченные тенденции — вполне рыночные и объективные, учитывая вложение в геологоразведку и добычу собственных или заемных средств горнодобывающих предприятий. Они свидетельствуют о коренном изменении ранее существовавших партнерских отношений в вопросах геологического изучения недр и воспроизводства сырьевой базы между государством, предприятиями-недропользователями, геологоразведочными и научными организациями. В изменившихся нормативно-правовых и экономических условиях необходимо взвешенное и взаимовыгодное взаимодействие всех перечисленных выше субъектов сферы недропользования, направленное на полноценное использование недрового потенциала, в т.ч. и по рудному золоту объектов Верхоянской складчатой системы, для чего есть благоприятные предпосылки.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амузинский В.А., Иванов Г.С. Металлогения золота Верхоянско-Черской провинции // Отечественная геология. 1997. № 9—10. С. 24—28.

2. Беневольский Б.И. Золото России // Проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы. М., 1995.
3. Библин Ю.А. Избранные труды. Т. 3. — М.: Изд-во АН СССР, 1958.
4. Гатов Т.А. Экономическая оценка месторождений цветных металлов. — М.: Недра, 1975.
5. Горячев Н.Л. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. — Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1998.
6. Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. и др. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. — Новосибирск: Наука, 1975.
7. Красников В.И. Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. — М.: Госгеолтехиздат, 1965.
8. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
9. Перваго В.А. Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. — М.: Недра, 1975.
10. Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 3—10.
11. Скорняков П.И. Систематика золоторудных месторождений Северо-Востока СССР // Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1949. Вып. 4. С. 52—63.
12. Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. — Новосибирск: Наука, 1985.

УДК 553.411(571.56)

© Г.С.Анисимова, Л.А.Кондратьева, Е.С.Серкебаева, 2001

## Нетрадиционные типы золотого оруденения в карбонатных комплексах Сетте-Дабана

Г.С.АНИСИМОВА, Л.А.КОНДРАТЬЕВА, Е.С.СЕРКЕБАЕВА

Геологические и научно-исследовательские работы последних лет указывают на то, что имеются вполне обоснованные перспективы выявления новых нетрадиционных типов золотого оруденения в пределах Сетте-Дабанского горст-антиклинория. В.И.Найбородин первый рассмотрел эту структуру как одну из перспективных на обнаружение золота невадийского типа (тип Карлин). Позднее эту точку зрения поддержал А.В.Сагир, который по наличию благоприятного регионального стратиграфического уровня, структурному контролю за зонами надвигов и антиклинальными структурами и системой северо-западных (поперечных) тектонических нарушений, по сходству минеральных ассоциаций и характеру околорудных изменений (окварцевание, аргиллизация, пиритизация), геохимическим аномалиям Au, As, Hg, Sb, Ag (Cu, Pb, Zn, Bi) прогнозировал возможность обнаружения месторождений невадийского типа и на южном окончании Аллах-Юньской рудной зоны. Открытие Тас-Юряхского золоторудного месторождения, расположенного в южной части Сетте-Дабана, подтвердило прогнозы. Этот объект с богатым содержанием металла (40—120 г/т Au) по ряду позиций сопоставим с объектами карлинского типа [5]. Исследования новосибирских геологов (А.С.Борисенко) на территории Южного Верхоянья свидетельствуют о том, что на некоторых участках (Светлинское рудное поле, участок Червонец и др.) проявлено оруденение, соответствующее по минералого-геохимическим особенностям золото-ртутному типу (табл. 1).

В настоящей работе рассмотрен Широкинский рудно-россыпной узел, расположенный на юге Аллах-Юньской рудной зоны. Здесь золотое оруденение локализовано в карбонатных (доломиты, известняки) комплексах палеозоя и терригенных (алевролиты, песчаники) отложениях нижнего и среднего карбона. Оруденение приурочено к крутопадающим разломам северо-восточного направления и контролируется Паутским надвигом, шовной Телкинджинской антиклиналью и системой субширотных нарушений.

Магматические породы узла представлены серией даек диабазов, развитых в наиболее приподнятой части свода Хочулюканской антиклинали, а в истоках руч.Ударник нами обнаружена дайка (?) ультракалийевых сиенитов [3].

Морфогенетические типы рудных тел разнообразны. Выделены линейные штокверки, минерализованные зоны дробления и секущие кварц-карбонатные жилы. Гидротермальные изменения околорудных пород проявились в окварцевании, пиритизации, каолинизации и серицитизации. Мощность околорудных изменений 0,1—150 м. Прожилково-вкрапленные руды характеризуются невысоким средним содержанием (0,7—7 г/т) и равномерным распределением золота. Они имеют сложный минеральный состав. Помимо преобладающих кварца, кальцита и доломита в их составе установлены пирит, блеклые руды (тетраэдрит, теннантит и их промежуточные разности) и галенит. Менее распространены халькопирит, сфалерит, энаргит, геокронит и бурнонит. В виде спорадической примеси отмечены ртутистое серебро и гессит. Жильные кварцевые тела отличаются более высокой концентрацией золота (1—10 г/т) при его неравномерном распределении.

Форма нахождения золота различная: тонкодисперсная в сульфидах и свободная в кварце и окисленных рудах. Видимое самородное золото в них обнаружено впервые, и результаты изучения его состава приведены в табл. 2. Проба золота колеблется от 740 до 824‰, причем относительно высокая присуща золоту, ассоциирующему с гесситом и галенитом. В виде примеси постоянно присутствует ртуть — характерный признак золота руд невадийского типа. Невысокие концентрации меди установлены в самородном золоте, контактирующем с блеклой рудой.

Изучение взаимоотношений минеральных агрегатов показывает, что руды сформировались в три стадии минералообразующего процесса. Оруденение сопровождается ореолами Au, Ag, Pb, Cu, Ni, реже Sb, Zn. Корреляционный анализ показывает тесную связь между Au, Bi, Ag и Sb, а также обособленность свинцово-цинковой ассоциации.



## 1. Сопоставление геолого-геохимических особенностей рудопроявлений Широкинского узла с типовыми месторождениями невадийского типа [7, с дополнениями]

Признаки	Месторождение Карлин [7]	Месторождение Тас-Юрах [5]	Месторождение Светлое	Широкинский рудно-россыпной узел
Вмещающие породы	Терригенно-карбонатные	Терригенно-карбонатные	Терригенно-карбонатные	Терригенно-карбонатные
Структурные факторы	Крутопадающие разломы северо-западного простирания. Антиклиналь Тускарора. Надвиг Роберте-Маунтинс	Круто и пологопадающие разломы северо-восточного и северо-западного до субширотного простирания. Потканская синклиналь		Крутопадающие разломы северо-восточного направления. Телкинджинская антиклиналь. Надвиг Паутский
Магматизм	Дайки риолитов, базальтов, диорит-порфиритов	Дайки лампрофиритов, диабазов, диорит-порфиритов	Дайки диабазов, диоритов, лампрофиритов	Дайки диабазов, ультракалийевых сyenитов
Гидротермальные изменения пород	Окварцевание (джаспероидизация), аргиллизация	Окварцевание (джаспероидизация), аргиллизация	Окварцевание, аргиллизация, серицитизация	Окварцевание, серицитизация
Минеральный состав руд	<i>Пирит</i> , халькопирит, <i>киноварь</i> , <i>реальгар</i> , <i>антимонит</i> , <i>золото</i> , <i>минералы As и P</i> , галенит, сфалерит, блеклая руда Кварц, кальцит, <i>барит</i> , иллит, <i>каолинит</i>	Пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклая руда, <i>реальгар</i> , аурипигмент, золото Кварц, кальцит, <i>барит</i> , иллит, <i>каолинит</i>	<i>Пирит</i> , халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, блеклая руда, <i>реальгар</i> , золото (киноварь отмечалась в шпихах) Кварц, кальцит, <i>барит</i> , серицит, иллит, <i>каолинит</i>	<i>Пирит</i> , халькопирит, пирротин, <i>галенит</i> , сфалерит, <i>блеклая руда</i> , энаргит, геокронит, бурнонит, тессит, золото Кварц, <i>кальцит</i> , доломит, <i>серицит</i> , каолинит
Геохимические особенности	Au-Hg-As-Sb-Tl	Au-As-Cu-Pb-Zn-Hg-Sb	Au-As-Cu-Pb-Zn-Hg-Sb-Tl	Au-Cu-Pb-Zn-Sb-Y-Te-Ni
Золото: размер пробы содержание Hg, %	Дисперсное 950—990 <10	Мелкое и дисперсное 845—970 0,1—3,3	Мелкое и дисперсное 840—990 0,1—4,8	Мелкое и дисперсное 740—825 0,97—1,86
Рудные тела	Субпластовые, реже секущие зоны окварцевания	Субпластовые и секущие зоны окварцевания и аргиллизации	Субпластовые и секущие зоны окварцевания, кварцевые жилы	Субпластовые и секущие зоны окварцевания, кварцевые жилы

П р и м е ч а н и е: курсивом выделены типоморфные минералы для этого типа руд.



2. Состав самородного золота рудопроявления, выявленного вблизи головки россыпи Курунг, %

Номер анализа	Au	Ag	Hg	Cu	Сумма	Проба
126-1	75,77	24,04	0,97	0,74	101,52	746
126-2	75,91	23,87	1,11	0,56	101,45	748
126-3	75,04	23,73	1,26	0,76	100,79	745
126-4	75,34	23,75	1,34	0,51	100,94	746
126-6	75,75	23,99	1,31	0,49	101,54	746
126-7	74,82	34,02	1,33	0,92	101,09	740
126-8	73,97	23,25	1,53	0,84	99,59	743
126-9	76,03	23,70	1,16	0,40	101,30	750
126-10	74,47	24,09	1,29	1,03	100,88	738
126-11	75,48	23,37	1,57	0,60	101,03	747
126-12	74,66	23,57	1,41	0,45	101,09	748
226-1	82,91	17,13	1,37	Не обн.	101,42	817
226-2	81,61	17,80	1,49	«	100,94	808
226-4	81,99	18,16	1,56	«	101,70	806
226-5	82,52	16,78	1,47	«	100,77	819
226-6	82,28	17,44	1,86	«	101,58	810
226-7	81,94	18,05	1,70	«	101,68	806
226-8	83,17	16,95	1,80	«	101,92	816
226-9	81,92	18,09	1,31	«	101,32	809
226-10	81,67	18,70	1,41	«	101,78	802
226-12	82,13	17,26	1,81	«	101,20	812
226-13	83,57	16,37	1,52	«	101,46	824
226-14	83,03	16,59	1,45	«	101,09	821
226-15	83,08	16,51	1,73	«	101,33	820
226-16	81,39	18,49	1,40	«	101,29	803
226-17	82,87	16,96	1,31	«	101,13	819
226-18	81,82	17,47	1,53	«	100,82	812
226-19	81,02	17,63	1,58	«	100,23	808
226-20	81,96	17,45	1,46	«	100,88	812
226-21	80,56	17,75	1,70	«	100,00	806

Примечание: анализы выполнены на микроанализаторе Camebax-micro в ИГАМБ СО РАН; условия съемки: рабочее напряжение 20 кВ, ток поглощенных электронов 20 нА; эталоны: золото — 750‰, самородная медь, колорадоит. Аналитик С.К.Попова.

Главное отличие оруденения Широкинского узла от разведанных месторождений невадийского типа — иная минеральная форма нахождения мышьяка. В карлинских рудах основной носитель As — реалгар. В изученных рудах мышьяк в виде примеси входит только в состав блеклых руд (теннантит) и сульфоселей (геокронит, энаргит). Киноварь в рудных образованиях не выявлена, но ранее была отмечена в шлихах россыпей р. Ударник и Широкая. Кроме того, также встречается ртутистое серебро, концентрация Hg в котором составляет 2,84—13,46%. Ртуть в виде примеси постоянно присутствует как в рудном, так и в россыпном золоте. Ее содержание в некоторых пробах достигает 70 г/т.

Другой тип золотого оруденения проявлен в западной части Широкинского узла, где впервые выявлено золо-

то-медное оруденение [1]. Рудные тела отнесены к стратиформному типу и локализованы в виде залежей и линз мощностью 0,6—0,8 м в отложениях саккырырской свиты нижнего ордовика. Осадочные породы представлены известняками, серицит-хлоритовыми сланцами и доломитами. К вулканогенно-осадочным отнесены небольшие прослой туфопесчаников. Наличие вулканогенного материала в ордовикских комплексах установлено многими исследователями [2, 4].

В структурном отношении оруденение приурочено к сводовой части шовной Телкинджинской антиклинали, сформированной вдоль Паутского надвига. Выделены три текстурно-структурных типа руд: кварцевая руда полосчатой текстуры; минерализация представлена мелкой сыпью



халькопирита и гипергенными налетами вторичных минералов по ксенолитам тонкослоистых известняков; кварц жильный, массивной текстуры, желтовато-белого цвета, сливного облика с обильной сыпью сульфидов и интенсивными прожилками малахита и азурита в средней части залежи; вкрапленно-прожилковые метасоматиты, мелкозернистые, с обильными сульфидами и гипергенными примазками малахита и азурита. По данным пробирного анализа, в центральной части залежи установлено 0,7 г/т, а в приконтактных частях — «следы» золота. Околорудные изменения выразились в окварцевании, сульфидизации, серицитизации. Золотое оруденение сопровождается ореолами Au, Ag, Cu и Fe. Интенсивно развиты гипергенные минералы: гидроксиды и оксиды железа, малахит, азурит. Золото тонкодисперсное. Халькопирит золото-медного оруденения в отличие от позднемезозойских типов минерализации, беднее элементами-примесями, а по химическому составу близок теоретическому. В пирите описываемого проявления установлена низкая концентрация Ni и Co по сравнению с пиритом мезозойских жил, где в железном колчедане отмечено до 4% Ni. Жильный карбонат представлен кальцитом, редко присутствует кальцит с примесью доломита (до 5%).

При петрографическом изучении вмещающих отложений описываемого золото-медного проявления среди разнообразных типов осадочных и вулканогенно-осадочных пород В.А.Амузинским выявил рассланцованные габбро-долериты, претерпевшие преобразования при складчатости и региональном метаморфизме. Несмотря на высокую степень изменений, габбро-долериты сохраняют первичную габбро-долеритовую структуру. Эти породы условно отнесены к эффузивной фации и являются новым для данного узла типом магматических пород. Обнаруженные габбро-долериты существенно отличаются от диабазов даек, расположенных в структурах узла, относительно большей зернистостью, габброидной структурой и ведущей ролью амфибола.

Формационная принадлежность диабазов и габбро-долеритов Широкинского узла остается неясной. Скорее всего, габбро-долериты относятся к раннепалеозойской формации, а дайки диабазов принадлежат трахибазальтовой среднепалеозойской формации. В этом случае становится возможным вывод о связи золото-медного оруденения с покровами габбро-долеритов и сопровождающими их осадочно-вулканогенными образованиями. Сходные представления о роли магматического фактора в формировании стратиформного оруденения Сетте-Дабана развил А.Е.Соболев [6].

В заключение отметим, что, как следует из вышеизложенного, в пределах Сетте-Дабанского горст-антиклинория можно ожидать выявления новых нетрадиционных типов золотого оруденения.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимова Г.С., Кондратьева Л.А., Старкова Е.С. Зональность оруденения в южной части Аллахской рудной зоны // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Якутск, 1997. С. 21—24.
2. Булгакова М.Д., Колодезников И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР: осадконакопление и вулканизм. — М.: Наука, 1990.
3. Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Серкебаева Е.С. Структурный контроль и зональность золотого оруденения центральной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 9—11.
4. Кропачев А.П., Кутырев Э.И., Русецкая Г.А. Эпигенетические образования в силурийской карбонатной толще севера Сетте-Дабана // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 6. С. 126—132.
7. Родионов Ю.Н. Новый тип золотого оруденения в Сетте-Дабане // Руды и металлы. 1995. № 4. С. 77—83.
8. Соболев А.Е. Роль магматического фактора в формировании стратиформного оруденения Сетте-Дабана // Советская геология. 1992. № 8. С. 75—80.
9. Percival T.J., Radtke A.S. Sedimentary-rock-hosted disseminated gold mineralization in the Alsar, Macedonia // Canadian mineral. 1994. Vol. 32. P. 649—655.

УДК 553.41(571.56)

© А.В.Костин, 2001

## Прогноз золото-серебряных месторождений мирового класса в Куранахской рудной зоне

А.В.КОСТИН

Термин «месторождение-гигант» или «месторождение мирового класса» применяется к тем объектам, суммарное количество чистого металла в которых с учетом продукции, запасов и ресурсов составляют: для Au 155 т, а для Ag 7750 т [7]. Месторождения подобного типа привлекают интересы добывающих компаний, т.к. способны обеспечить длительную работу рудника.

Для руд золото-серебряных месторождений характерно необычайное разнообразие Au-Ag отношений [8]. По содержанию золота в руде и запасам рудной массы среди золото-серебряных месторождений выделяются крупнотоннажные месторождения с низкими содержаниями золота и серебра и месторождения с меньшим запасом рудной массы, но с более высокими содержаниями золота и серебра (табл. 1).

Месторождения Куранахской рудной зоны в течение многих лет рассматривались на Sn-Au-Ag-Pb-Zn специализацию [1, 2, 6]. Однако при всем этом многообразии ведущие типы минерализации, которые определяют промышленную значимость рудных полей и месторождений, связаны с серебром и золотом.

В Западном Верхоянье известные проявления золота относят к двум формациям — золото-кварцевой малосуль-

фидной и золото-сульфидной [1]. Первая представлена секущими протяженными жилами и штокообразными телами, содержащими золото от долей грамма до 30 г/т, в среднем 2—6 г/т. Содержание серебра в рудах золото-кварцевой малосульфидной формации редко превышает первые десятки грамм на тонну. Типичные проявления этой формации — месторождение Раннее и некоторые жилы месторождения Чочимбал. Золото-сульфидная формация представлена секущими жилами и зонами прожилкования. Содержания золота в руде изменяется от первых граммов до 60 г/т. Серебро присутствует в сопоставимом с золотом количестве, и его содержания редко превышает первые сотни грамм на тонну. Типичные представители месторождений этого типа — Верхне-Аркачанский рудный узел, некоторые жилы месторождений Кысыл-Тас и Чочимбал. Серебряные месторождения Эндыбальского, Нюктаминского и Хобяту-Эчийского рудных узлов относятся к серебро-сурьмяной рудной формации [4]. Содержание серебра в руде составляет сотни грамм на тонну, а в богатых участках — 2—10 кг/т, иногда до 40 кг/т.

Изучение строения рудных жил, которые ранее считались золото-кварцевыми малосульфидными (Раннее, Кысыл-Тасское), и находки новых рудных жил Пентийум-1,



# 1. Золото-серебряные месторождения мирового класса

Страна	Месторождение	Запасы, т				Содержание в руде			Литературный источник
		Руда	Cu	Au	Ag	Cu, %	Au, г/т	Ag, г/т	
<i>Эпитермальные (щелочные интрузии) Au (Ag)</i>									
Папуа	Pogera	118·10 <sup>6</sup>		554,6	1000		4,70	8,47	[7]
<i>Эпитермальные высокосульфидные Ag-Au</i>									
Чили	La Coipa	154·10 <sup>6</sup>		138	12316		0,90	79,97	[7]
Перу	Pierina	67·10 <sup>6</sup>		201,75	1489,4		3,01	22,23	[7]
Доминиканская республика	Pueblo Viejo	150·10 <sup>6</sup>	20·10 <sup>4</sup>	600	3300	0,001	4	22	[7]
<i>Эпитермальные малосульфидные Ag-Au</i>									
США	Comstok	17,55·10 <sup>6</sup>		256,23	5967		14,60	340	[8]
Мексика	Guanacevi	6,4·10 <sup>6</sup>		32,64	13868,8		5,10	2167	[8]
Мексика	Guanajuato	82,95·10 <sup>6</sup>		141,015	31023,3		1,70	374	[8]
Мексика	Pachuca	107·10 <sup>6</sup>		235,4	49327		2,20	461	[8]
Мексика	Tayoltita	7,54·10 <sup>6</sup>		82,94	5300,62		11,00	703,00	[8]
США	Tonopah	7,8·10 <sup>6</sup>		57,72	5444,4		7,40	698,00	[8]
Новая Зеландия	Waihi	47·10 <sup>6</sup>		329	1616,8		7,00	34,40	[8]
<i>Полиметаллические метасоматические Zn-Pb-Cu-Ag (Au)</i>									
США	Tintic district	596,97·10 <sup>6</sup>	164,58·10 <sup>4</sup>	90,605	10967,97	0,003	0,15	18,37	[7]
Перу	Cerro de Pasco	35·10 <sup>6</sup>	87,5·10 <sup>4</sup>	13,5	12 770	0,025	0,39	364,86	[7]
<i>Порфировые Cu (Mo-Ag-Zn-Au)</i>									
США	Butte	5216,84·10 <sup>6</sup>	35,112·10 <sup>6</sup>	217	44706	0,007	0,04	8,57	[7]
Панама	Cerro Colorado	1890·10 <sup>6</sup>	12,474·10 <sup>6</sup>	136,125	9581,385	0,007	0,07	5,07	[7]
Мексика	Cananea	7143·10 <sup>6</sup>	30·10 <sup>6</sup>	82,12	4106	0,004	0,01	0,57	[7]
<i>Порфировые Cu-Au (Ag)</i>									
Канада	Fish Lake	1148·10 <sup>6</sup>	252,56·10 <sup>4</sup>	470,6	2296	0,002	0,41	2,00	[7]
Канада	Galore Creek	316,4·10 <sup>6</sup>	215,83·10 <sup>4</sup>	163,445	2488,14	0,007	0,52	7,86	[7]
Индонезия	Grasberg-Ertsberg	3408,61·10 <sup>6</sup>	3831,7·10 <sup>4</sup>	3662	8556,5	0,011	1,07	2,51	[7]
Филиппины	Atlas (Cebu)	13,8·10 <sup>6</sup>	690,8·10 <sup>4</sup>	331,2	2070	0,005	0,24	1,50	[7]
<i>Порфировые Cu-Au (Ag-Mo)</i>									
Узбекистан	Алмалык	27·10 <sup>8</sup>	1087,5·10 <sup>4</sup>	1375	5625	0,004	0,51	2,08	[7]
США	Bingham (West Mountain)	3227,747·10 <sup>6</sup>	2845,66·10 <sup>4</sup>	1603,519	17756,583	0,009	0,50	5,50	[7]
Аргентина	Agua Rica (Mi Vida)	1714·10 <sup>6</sup>	737,02·10 <sup>4</sup>	291,38	2542,34	0,004	0,17	1,48	[7]
США	Copper Canyon Complex	154 363 352	18,981·10 <sup>4</sup>	207,69	1240,649	0,001	1,35	8,04	[7]

Пентиум-2, Позолота и ряд более мелких тел позволили изменить эти представления. В рудах были обнаружены богатые сульфидные участки, содержащие кроме золота высокие содержания серебра (табл. 2). В составе руд присутствуют галенит, сфалерит, бурнонит, пирит, арсенопирит, тетраэдрит, Ag-тетраэдрит, фрейбергит, пираргирит, ковеллин, золото самородное.

**Новые рудные жилы.** Полоса распространения секущих и пластовых рудных тел контролируется двумя разрывными нарушениями долготного простирания — Кельтерским и Кысыл-Тасским разломами (рис. 1). Кинематика разломов имела как сдвиговый, так и сбросовый характер. Сдвиги правосторонние с горизонтальной амплитудой первые сотни метров. Закономерность в распределении участков с интенсивным оруденением в пределах рудоконтролирующих разломов определяется опережающими сколами северо-восточного простирания. К нарушениям такого типа приурочены две наиболее перспективные системы жил района — Кельтерское—Пентиум-1 и Злой—Позолота.

Жильная система Кельтерское—Пентиум-1 расположена в своде Имтанджинской антиклинали. Протяженность рудного тела составляет 8,5 км, мощность 1,5—3 м. Содержания полезных компонентов в рудах на участке Кельтерское:

Au 1,3 г/т; Ag 411 г/т; Pb 6,8%; Zn 3%; на участке Пентиум-1: Au 3,06 г/т; Ag 575,5 г/т; Pb 11,5%; Zn 8,32%. Рудное тело, формировавшееся в четыре стадии минерализации, представлено трещинной жилой выполнения сложной морфологии. По содержанию главных полезных компонентов — золота и серебра месторождение отнесено к тетраэдрит-галенит-сфалеритовому типу золото-серебряной рудной формации. Главные минералы: кварц, галенит, сфалерит, анкерит; второстепенные: тетраэдрит, мангансидерит; редкие: арсенопирит, пирит, халькопирит, кальцит.

Жильная система Пентиум представлена еще несколькими весьма перспективными рудными телами (см. рис. 1). Жила Пентиум-2 прослежена на 1,5 км. При средней мощности рудного тела 1—1,5 м содержит Au 27,86 г/т; Ag 463,7 г/т. Жила Коротышка прослежена на 0,5 км и при средней мощности 1,5 м содержит Au 5,87 г/т; Ag 1647,3 г/т. Жила Неожиданная прослежена на 2,5 км, при средней мощности 0,5 м руды ее южного фланга — серебряные: Au 0,4 г/т; Ag 794 г/т, а северного — золотыми: Au 13,6 г/т; Ag 33 г/т.

Сереброносность руд Кысыл-Тасского месторождения практически полностью определяется количеством блеклой руды, которая кристаллизуется после галенита и сфа-



## 2. Сравнение золото-серебряных месторождений мирового класса и Западного Верхоянья

Месторождение, рудная зона	Содержание, г/т		Запас руды, тыс.т	Условное золото		Литературный источник
	Au	Ag		г/т	т	
<b>Месторождения Нюектаминского рудного узла</b>						
<i>Секущие жилы</i>						
Пентиум-1	3,06	575,5	23 040	11,47	264,355	
Пентиум-2	27,86	463,7	720	34,64	Н.о.	
Коротышка	5,87	1647,3	300	29,95	Н.о.	
Позолота	43,4	455,8	6000	50,06	300,382	
Злое	9,95	8,73				
Чочимбальское	7,35	656,0		16,94	Н.о.	
Кельгерское	1,3	411		7,31	Н.о.	
<i>Пластовые жилы</i>						
Чочимбальское	2,18	727,76		12,82		
Близкое	0,3	1735,1		25,67		
Согласная	2,1	756		13,15		
<i>Сульфидизированные песчаники</i>						
Кыгыл-Тасское	1,12	21,86	93 576	1,44	134,711	
<b>Месторождения мирового класса</b>						
Pachuca	2,2	461	107 000	8,94	956,555	[8]
Guanajuato	1,7	374	82 950	7,17	594,572	[8]
Нежданинское	5,1	28,5	94 711	5,52	522,489	[*]
Comstok	14,6	340	17 550	19,57	343,467	[8]
Konomai	12,4	105	12 400	13,94	172,795	[8]
Telluride	5,5	93	23 200	6,86	159,144	[8]
Топоран	7,4	698	7800	17,60	137,316	[8]
Дукат	1,54	755	10 500	12,58	132,069	[10]
Cerro San Pedro	0,62	24,5	115 744	0,98	113,219	[8]
Кубака	18,43	18,09	4769	18,694	89,154	[11]

Примечание: Н.о. — не оконтурено; [\*] — Web-сайт <http://www.aurum79.ru/> «Страницы золотопромышленника».

лерита. Характерны жилы, сложенные как парагенезисом галенит—блеклая руда, так и чистой блеклой рудой. Размеры агрегатов достигают 10—15 см, встречаются кристаллы и друзы. По химическому составу выделяется несколько разновидностей блеклой руды. Первая представлена тетраэдритом и содержит серебро в количестве до 0,9% и крайне редко встречается в минеральных парагенезисах первой стадии. Тетраэдрит с содержаниями серебра 6,14—15,77% характерен для минералов третьей стадии. Завершающая стадия минералообразования характеризуется повышением сереброносности блеклой руды до 22,41—34,9% и наличием пираргирита, который образует многочисленные мелкие включения в галените. Включения, как правило, распределены неравномерно и тяготеют к границам галенита с блеклой рудой и сфалеритом.

Золото в рудопроявлениях Чочимбальского месторождения преимущественно крупное. В россыпях ручьев Жилка, Чочимбал и Вилка размеры агрегатов золота изменяются в основном от 1 мм до 3 см. Иногда масса самородков достигает 60—150 г. По ручьям Ранний и Верхний золото преимущественно мелкое, аналогичное таковому в жиле Пентиум-1. Пробность золота по различным рудопроявлениям изменяется от 610 до 784, в среднем составляя 713—743 [1].

Жильная система Злой—Позолота расположена к югу от Чочимбальского месторождения от среднего течения руч. Ранний до верховьев руч. Красный. Рудные жилы расположены между системами жил Пентиум и Чочимбал, образуя непрерывную полосу субдолготного направления. Оруденение месторождения Раннее отнесено к допорфировому этапу минерализации. По структурно-морфологическим особенностям рудные тела секущие. Наиболее значимы в промышленном отношении рудные жилы месторождения Раннее — Близкая, Злое и Позолота.

Участок Злой приурочен к западному крылу антиклинальной складки, осложняющей сводовую часть Кыгылтасской антиклинали. По руч. Злой установлена секущая кварцевая жила мощностью до 20 м. Средняя ее мощность, по данным В.П. Переяслова, 5,75 м (аз.пад. 105/30—55°). Жила сложена массивным крупнозернистым кварцем молочно-белого цвета. Из сульфидов присутствуют галенит, арсенопирит, сфалерит и пирит. Содержание золота в руде составляет 0,3—28,2 г/т, в среднем 4,6 г/т. В отдельных пробах, по данным В.Н. Соловьева, содержания золота в руде составляют 66 г/т, серебра 26,8 г/т. Автором установлено наличие ранее неизвестного в рудном теле Злой серебряного оруденения с содержаниями Au 1,3 г/т и Ag 727 г/т. Также было обнаружено разветвление рудного тела в сторону жилы Позолота, содержащее Au 0,7 г/т и Ag 708 г/т. Этот тип руд сопровождается галенитовой минерализацией. Перекрывающие рудное тело алевритовые пласты служили экраном для рудообразующих растворов. Под ними проходило образование рудных столбов с увеличением мощности от 2 до 40 м.

Систему жил Злой—Позолота следует рассматривать как одно рудное тело (рис. 2), которое окончательно еще не оконтурено.

Участок Позолота расположен северо-восточнее участка Злой, протянулся до истоков руч. Красный, правого притока р. Кысыл-Тас и включает две жилы — Верхнюю и Красную, которые приурочены к одному разлому северо-восточного простирания. В структурном отношении жилы расположены в сводовой части антиклинальной складки, осложняющей восточное крыло Кыгылтасской антиклинали. Видимая мощность жилы 3—5 м, с раздувами до 26 м.

В составе жилы выделены две разновидности кварца, каждая из которых несет свой тип минерализации: молочно-белый кварц, содержит золото 1,2—19,8 г/т и серебро менее 1 г/т; полосчатый кварц с сульфидами и блеклой рудой содержит золото до 231 г/т и серебро до 580 г/т. Во второй разновидности кварца встречено самородное золото, размеры золотин не превышают 1 мм. По простиранию жилы к северо-востоку увеличивается количество сульфидов и блеклой руды — главного минерала концентратора серебра.

**Модель образования месторождений.** Генетическая систематика золото-серебряных месторождений включает пять вариантов рудообразующих систем, в т.ч. субвулканическую, вулканоплутоническую, кислотно-сульфатарную приповерхностную, регенерационную и вулканогенно-осадочную [3]. Наиболее подходящая модель, позволяющая объяснить генезис жил Мангазейского и Нюектаминского рудных полей, — регенерационная. Модель включает два этапа формирования рудных залежей.

*Первый этап* связан с накоплением рудного материала вместе с осадочными породами позднего карбона—ранней перми. С этим этапом связано формирование вкрапленного оруденения и плащеобразных стратифицированных залежей, приуроченных к зонам долготных разломов. Рудные тела соединены сериями секущих рудоподводящих разломов. Источники металлоносных растворов — магматические очаги, генерировавшие силлы и покровы базальтов. Металлоносные осадки содержали серебро и золото в промышленных или близких к таковым концентрациях уже на



первом этапе. Сульфидизированные породы Кыгыл-Таского месторождения были изучены в 1933—1947 гг. экспедициями «Союзникельоворазведка». Запасы сульфидизированной породы составили 93 576 тыс.т. При среднем содержании Au 1,12 г/т и Ag 21,86 г/т запасы этих металлов составляют соответственно 104,8 т Au и 2045,5 т Ag.

Второй этап связан с последующей складчатостью и магматизмом, которые повлияли на преобразование и частичное переотложение руд. Процесс становления магма-

тического очага, фиксируемого по гравитационным аномалиям весьма низкой интенсивности, от среднего течения р.Бытантай до верхнего течения р.Дулгалах [5], вызвал процессы переотложения и обогащения некоторых участков рудных тел, формированию зон прожилкования и брекчий с рудным цементом. Указанные события не сопровождались какими-либо существенными перемещениями рудного материала из первичных рудовмещающих пластов. Отмечается, что зальбанды пластовых рудных

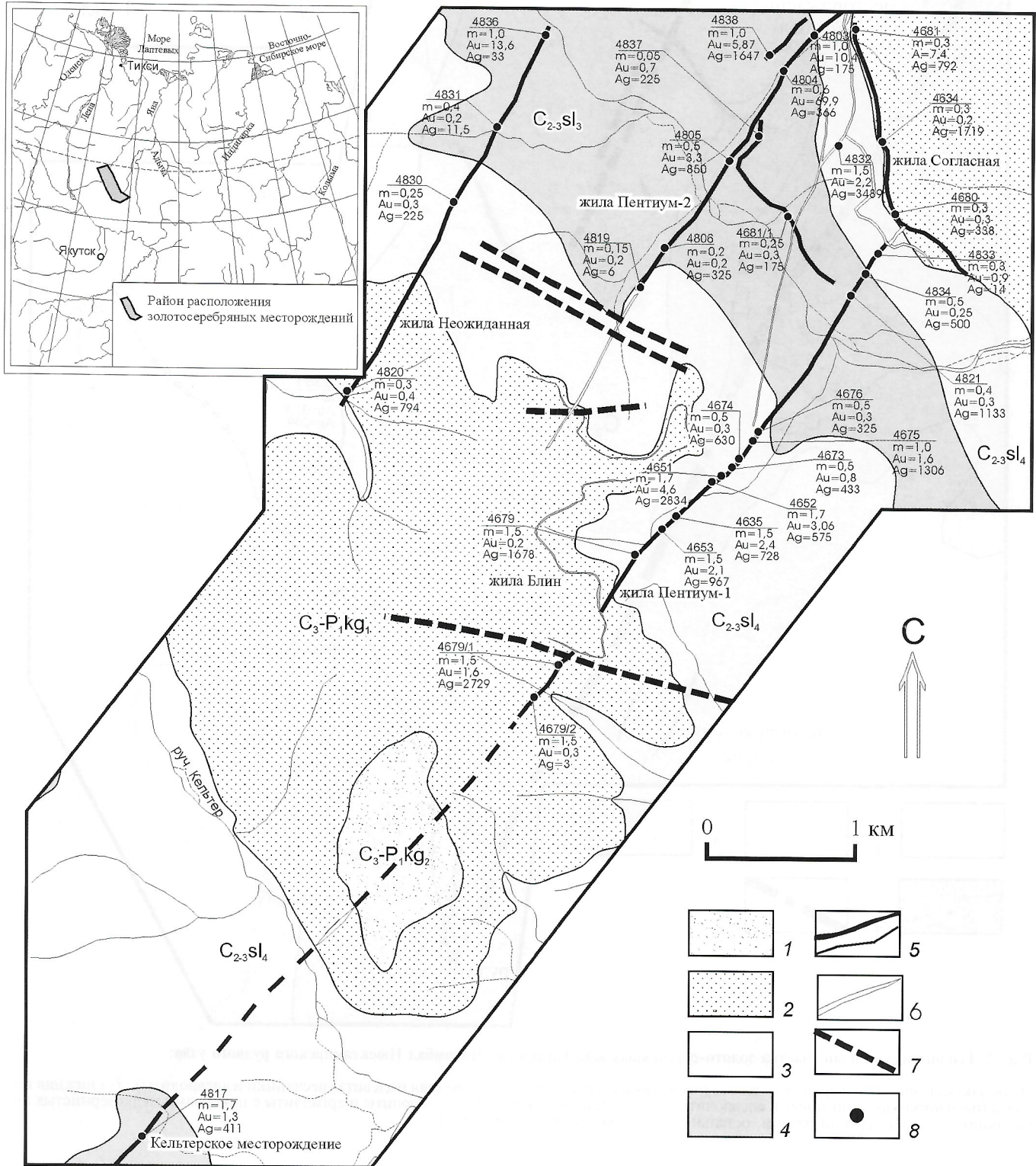


Рис. 1. Геологический план участка золото-серебряных жил Пентиум-1—Кельтерское Нюектаминского рудного узла:

1 — кыгылтаская свита, верхняя подсвита; 2 — кыгылтаская свита, нижняя подсвита; 3 — солончакская свита, верхняя подсвита, верхняя пачка; 4 — солончакская свита, верхняя подсвита, нижняя пачка; 5 — рудные жилы; 6 — кварцевые жилы; 7 — дайки; 8 — точки штуфного опробования



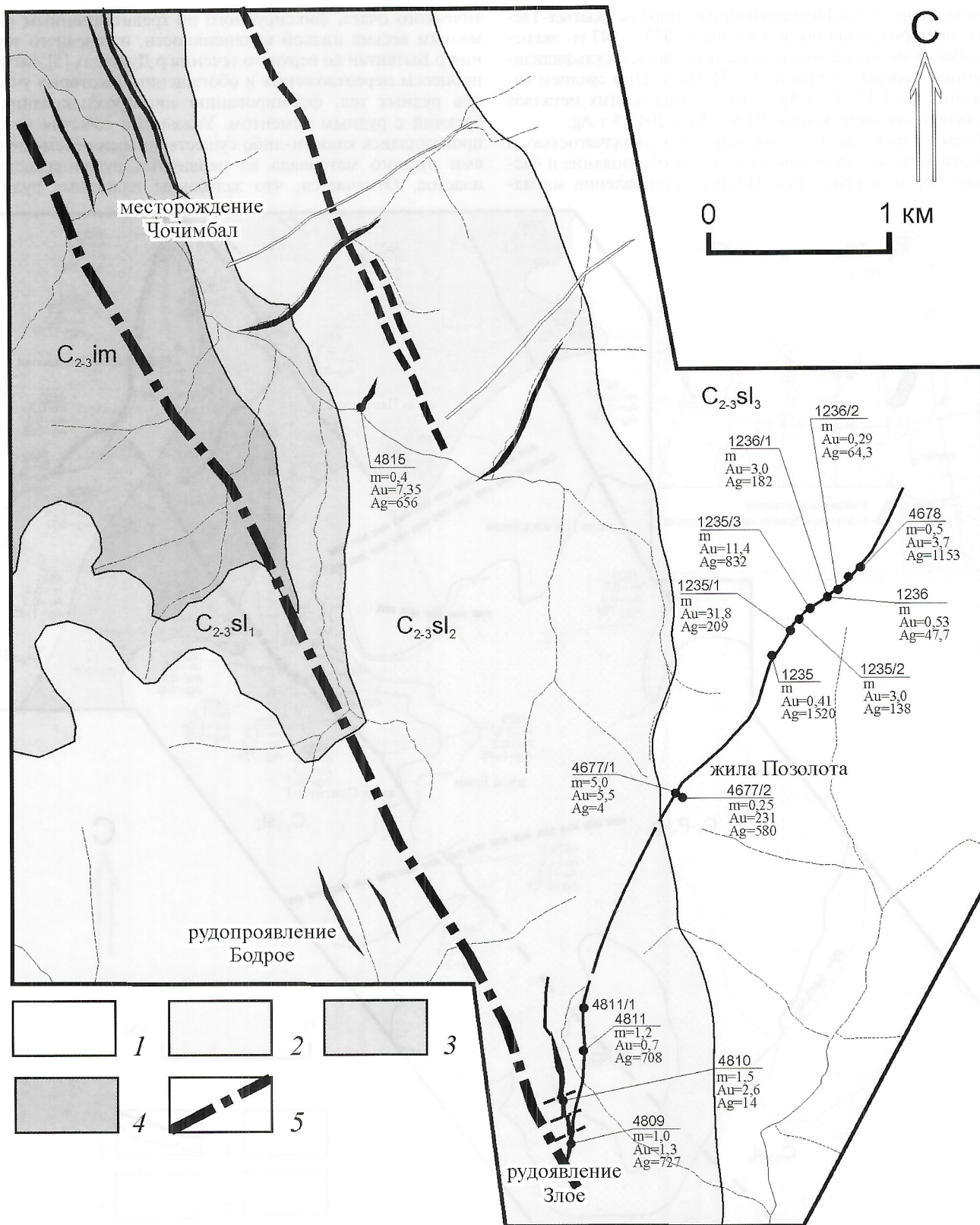


Рис. 2. Геологический план участка золото-серебряных жил Позолота—Чочимбал Ньюктаминского рудного узла:

солончакская свита: 1 — верхняя подсвита (песчаники и алевролиты), 2 — средняя подсвита (песчаники и алевролиты), 3 — нижняя подсвита (песчаники полимиктовые и алевролиты); 4 — имтанджинская свита (алевролиты и аргиллиты с прослоями мелкозернистых песчаников); 5 — Кельтерский разлом; остальные условные обозн. см. на рис. 1

жил всегда сорваны пластовыми подвижками, присутствуют зеркала скольжения с горизонтальными штриховками. Разрывные дислокации надвиговой кинематики не диагностируются в породах, слагающих Эндьбальский интрузив и серию околоинтрузивных даек.

Последовательность геологических событий, таким образом, могла быть следующей: рудные жилы → надвиги → интрузии.

Из сказанного можно сделать следующие выводы. Определяющий параметр золото-серебряных месторожде-



ний в Куранахской рудной зоне Западного Верхоянья — содержание главных полезных компонентов — золота и серебра. Обнаруженные новые рудные жилы по геолого-промышленным параметрам не уступают аналогичным месторождениям мирового класса (см. табл. 2). Это выдвигает район Западного Верхоянья в число наиболее перспективных на выявление новых крупных золото-серебряных месторождений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г.* Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. — Новосибирск: Наука, 1975.
2. *Индолов Л.Н., Невойса Г.Г.* Серебро-свинцовые месторождения Якутии. — Новосибирск: Наука, 1974.
3. *Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н.* и др. Золото-серебряные месторождения. — М.: ЦНИГРИ, 2000.

4. *Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В.* и др. Серебряносная провинция Западного Верхоянья. — Якутск: Изд-во СО РАН, 1997.
5. *Прокопьев В.С., Урзов А.С.* Геофизическая схема м-ба 1:1 500 000. Геологическая карта Якутии. Западно-Верхоянский блок. М-б 1:500 000. — С.-Пб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 1999.
6. *Смирнов С.С., Константинов М.М., Борисов Г.И.* Серебряные руды Верхоянского хребта // Проблемы советской геологии. 1984. № 4. С. 1115—1121.
7. *Mutschler F.E., Ludington S., Bookstrom A.A.* Giant Porphyry-Related Metal Camps of the World—A Database // U.S. Geological Survey. Open-File Report 99—556, Online Version 1.0.
8. *Mosier D.L., Menzie W.D., Kleinhampl F.J.* Geologic and grade-tonnage information on tertiary epithermal precious- and base-metal vein districts associated with volcanic rocks // U.S. Geological Survey bulletin 1666. 1985.
9. *Metallica Resources Inc.* 1999 Annual Report.
10. *Pan American Silver Corp.* 1998 Annual Report.
11. *Prime Resources Group Inc.* Press Release, January 22, 1998.

УДК 549.283

© В.П. Самусиков, 2001

## Типоморфные особенности самородного золота рудных и россыпных проявлений Юдома-Бамского района

В.П. САМУСИКОВ

Данный район расположен на южном фланге Аллах-Юньской золотоносной зоны в междуречье Юдома—Аллах-Юнь. Орографически он представляет собой среднегорье с преобладающими абсолютными отметками водоразделов 1000—1200 м и относительными превышениями над днищами долин основных водотоков до 500 м. В геологическом отношении — это западное крыло Южно-Верхоянского синклиория, в строении которого участвуют верхнепалеозойские отложения верхоянского терригенного комплекса. На территории района обнажены: экачанская (С<sub>3</sub>ек), кукканская (Р<sub>1</sub>кк), бонсолчанская (Р<sub>1</sub>бн) и ырчакская (Р<sub>1-2</sub>уг) свиты, представленные углисто-глинистыми сланцами, алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников и конгломератов. Свиты в перечисленном порядке сменяют друг друга в направлении с запада на восток с общим падением пород в том же направлении. Магматические породы на территории района не установлены. Ближайший массив гранитоидов расположен примерно в 50 км восточнее. Рудовмещающие — отложения кукканской свиты, мощность которой 1200—1500 м. Породы смяты в складки линейного типа субмеридионального простирания с ундулирующими шарнирами с наклоном до 10°. Наиболее крупные из них имеют протяженность до 30 км, размах крыльев до 1 км с углами падения 40—60°, вертикальная амплитуда сотни метров.

Западная граница распространения рудных и россыпных проявлений золота ориентировочно совпадает с границей кукканской и экачанской свит. Восточная граница однозначно пока не определена. Золотоносность бонсолчанской свиты изучена слабо. В ее нижних горизонтах в ряде мест зафиксированы слабо золотоносные кварцевые жилы. На территории района выявлены около 200 кварцевых жил разного масштаба. Детально разведаны и частично отработывались три месторождения: Дуэт, Юр, Бриндакит. Зафиксированы около 10 перспективных рудопроявлений. Установлено, что золотое оруденение многоэтажное и в вертикальном разрезе охватывает интервал до 1,5 км, в котором выделены пять золотоносных горизонтов различной продуктивности. Разрывы между горизонтами в стратиграфическом разрезе первые сотни метров. Каждый из горизонтов, в свою очередь, имеет ярусное строение с несколькими уровнями кварцевых жил при общей мощности горизонта первые десятки метров. В струк-

турно-морфологическом плане это межпластовые, местами переходящие в секущие, кварцевые жилы протяженностью от первых десятков метров до нескольких километров, мощностью от сантиметров до 2 м, размерами вкrest простирания до нескольких сотен метров. Форма жил и их согласное положение с вмещающими породами позволяют относить оруденение к стратиформному типу. Вопрос об его генезисе и возрасте дискуссионный. В минералогическом отношении рудопроявления относятся к пирит-арсенопиритовому типу малосульфидной золото-кварцевой формации. Минеральный состав рудных тел на всех уровнях примерно одинаковый. Жильные минералы представлены на 95—98% кварцем, первые проценты составляют карбонаты (кальцит, доломит, анкерит), встречаются альбит, хлорит. Содержание рудных минералов (арсенопирита, пирита, галенита, сфалерита, пирротина и золота, в порядке распространенности) не более 1%, изредка до 2%. Золото в основном видимое. По данным изучения технологических проб дисперсное золото в сульфидах и кварце составляет не более 5%.

Нами изучалось золото из наиболее продуктивных горизонтов: первого (месторождение Дуэт, жилы 3а, 32) и третьего снизу (месторождение Юр, жилы 6, 7). Расстояние между месторождениями около 4 км. Рудные тела месторождения Дуэт с небольшим падением (5—7°) протянулись в сторону месторождения Юр, и разрыв между ними в вертикальном разрезе на участке Юр достигает 400—600 м. Золото этих месторождений по морфологии и крупности заметных различий не имеет. Около 50% золотин — комковидные, 20% — жилковидно-пластинчатые, 15% можно отнести к цементационным. Изредка встречаются кристаллы и их сростки. Гранулометрический состав золота (в %) месторождения Юр, по данным П.А. Строна, которым выполнены ситовые анализы при отработке жил 6 и 7, следующий. Жила 6: менее 1 мм 45; от 1 до 2 мм 38; от 2 до 4 мм 16; от 4 до 8 мм 1 и более 8 мм 0,1. Жила 7: менее 1 мм 46; от 1 до 2 мм 26; от 2 до 4 мм 24; от 4 до 8 мм 4 и более 8 мм 0,5. Месторождения заметно различаются пробностью золота (рис. 1). На месторождении Юр по микрондовым анализам 78 золотин из совместной пробы образцов из жил 6 и 7 средняя проба 811, с колебаниями от 788 до 836. На месторождении Дуэт по анализам 20 золотин из жилы 3а средняя проба 855, с колебани-



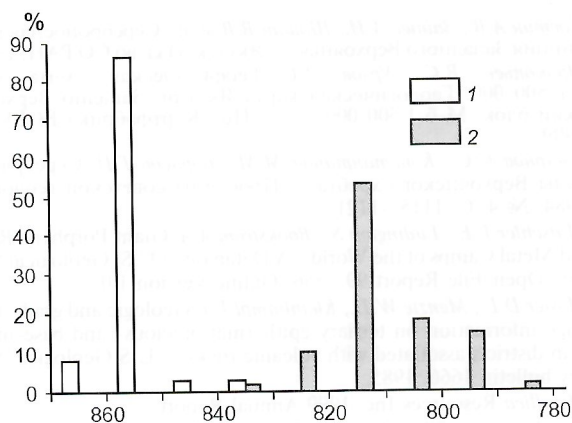


Рис. 1. Гистограммы пробности рудного золота на месторождениях Дуэт и Юр:

1 — месторождение Дуэт, жилы За и З2, средняя проба 854, *n* 38; 2 — месторождение Юр, жилы Б и 7, средняя проба 811, *n* 78

ями от 848 до 862, по 20 золотином из жилы З2 средняя проба 853, с колебаниями от 830 до 868. К нижнему горизонту отнесена и жила Смелая, обнаженная в долине одноименного ручья (левый приток р.Юр), проба россыпного золота в котором по семи химическим анализам 832—847, средняя 841. Для сравнения можно отметить, что в руч.Дуэт, где обнажена жила За, средняя проба россыпного золота 843.

Приведенные данные позволяют говорить о существовании вертикальной зональности пробности золота в пределах Юрско-Бриндакитского рудного поля. Можно предположить, что проба золота в рудных телах вышележащих золотоносных горизонтов (четвертый и пятый) в среднем будет меньше 800. Учитывая это, рассмотрим особенности пространственного распределения золота различной пробности в россыпях (рис. 2). Следует отметить, что коренные источники многих россыпей до сих пор однозначно не установлены. Кроме того, в связи с флишеидным строением осадочной толщи и сложным ее тектоническим строением оценить, за счет какого рудоносного горизонта образована та или иная россыпь, не всегда возможно. В решении этого вопроса, по нашему мнению, важную роль может сыграть пробность золота.

По пробирным анализам (эксплуатационно-разведочные данные), проба золота в россыпях составляет 767—858, а средняя по объектам 790—845. В направлении с востока на запад (вкостростирация золотоносной зоны) проба золота несколько увеличивается. Так, в россыпях Жаровского узла, расположенного у восточной границы района, проба золота составляет 765—818, в среднем по узлу 790—800 (по данным аффинажного завода). В россыпях Хлебнинского узла проба золота уже несколько выше: руч.Хлебный — 810—831 (средняя 818), руч.Быстрый — 800—830 (815), руч.Глухарь — 800. В россыпях бассейна р.Джайканга и соседних с ним водотоков (западная часть района) золото имеет пробу от 800 до 858: Домбра 813—845 (835), Дуэт 843, Рачью 830—851 (841), Джайканга 809—858 (845). Результаты изучения отдельных золотин (рентгено-спектральные и атомно-абсорбционные анализы) представлены на рис.3.

Аналогичная зональность наблюдается и в россыпях бассейна р.Бам. В истоках руч.Бриндакит, расположенных у западной границы района, проба золота по пяти атомно-абсорбционным анализам составляет 850—872 (средняя 862). В среднем и нижнем течении руч.Бриндакит (восточная граница района) и по его притокам (Спор, Фин) средняя проба 800—815 (проба отдельных золотин 650—860). Наглядный пример проявления этой закономерности — изменение пробы золота непосредственно по самой р.Бам, которая в нижнем течении ориентирована

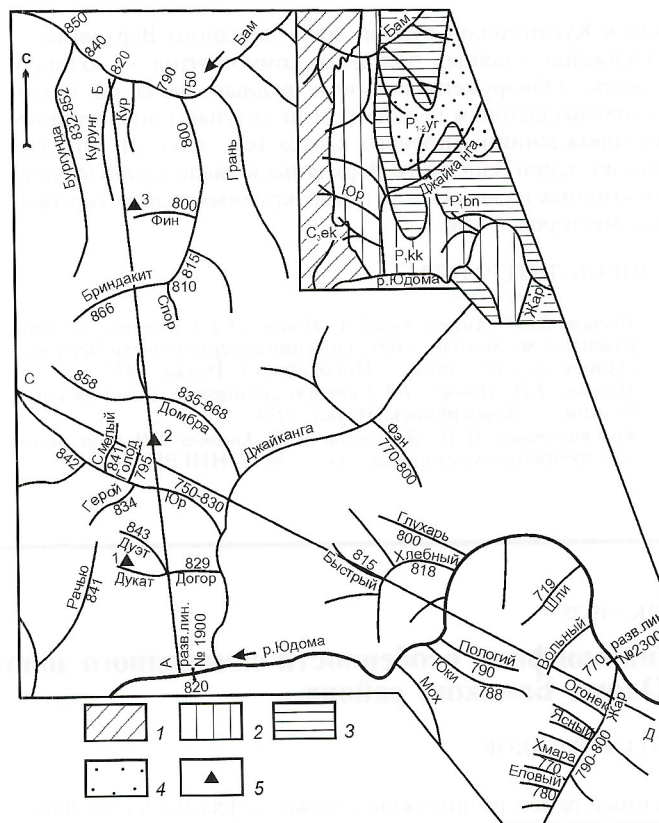


Рис. 2. Схема геологического строения и проба золота в россыпных проявлениях Юдома-Бамского района:

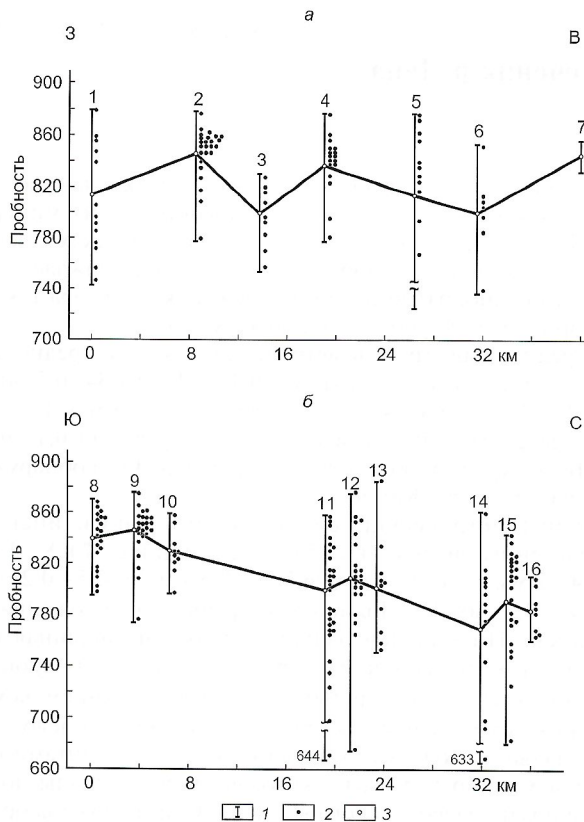
свиты: 1 — экачанская, 2 — кукканская, 3 — бонсолчанская, 4 — ырчакская; 5 — золоторудные месторождения; цифры на рисунке — проба золота в россыпных проявлениях

вкостростирация золотоносной зоны (см. рис. 2, 4, а). Выше устья руч.Бриндакит, где проходит граница между кукканской и бонсолчанской свитами, проба золота в россыпях по пробирным анализам 700—750, а в створе устья руч. Бургунда 830—840. По руч.Бургунда средняя проба золота по пробирным анализам составляет 842 с колебаниями по отдельным анализам 832—852. Проба отдельных золотин в россыпях р.Бам из шлихов, взятых в районе разведочной линии 2, изменяется от 630 до 883. На гистограмме (см. рис. 4, б) отчетливо выделяются две группы золотин: основная группа охватывает интервал 883—750, а вторая 750—630. Несомненно, здесь смешано золото из нескольких коренных источников.

Гранулометрический состав золота в россыпях Юдома-Бамского междуречья характеризуется следующими данными. Основные фракции +0,5—1 и +1—2 мм. При этом в россыпях, расположенных в восточной части района и имеющих, как отмечалось выше, более низкую пробу золота, оно несколько мельче, чем в россыпях западной части района. Так, в россыпях Жаровского узла золотины менее 1 мм в среднем составляют 44,6%; от 1 до 3 мм 44%; в россыпях бассейна рек Джайканга и Бриндакит на долю фракции менее 1 мм в среднем приходится 35%, а от 1 до 3 мм 52%. Сведений о находке крупных самородков в россыпях Жаровского узла нет; в бассейне р.Джайканга они встречались в россыпях Домбра (до 500 г), Юр (до 1050 г), Догор (до 400 г).

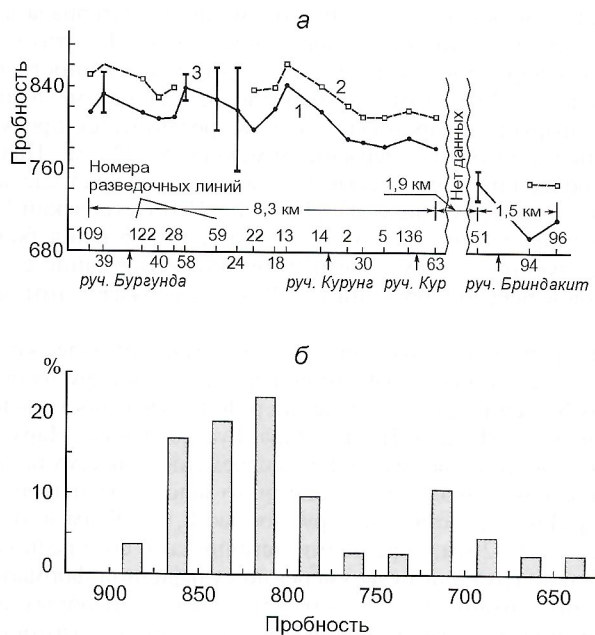
Суммируя вышеприведенный фактический материал, мы, приходим к следующему заключению. Повышенная пробность золота в россыпях западной части района (на границе с экачанской свитой) объясняется тем, что здесь в современном эрозионном срезе выведен на дневную поверхность самый нижний рудоносный горизонт куккан-





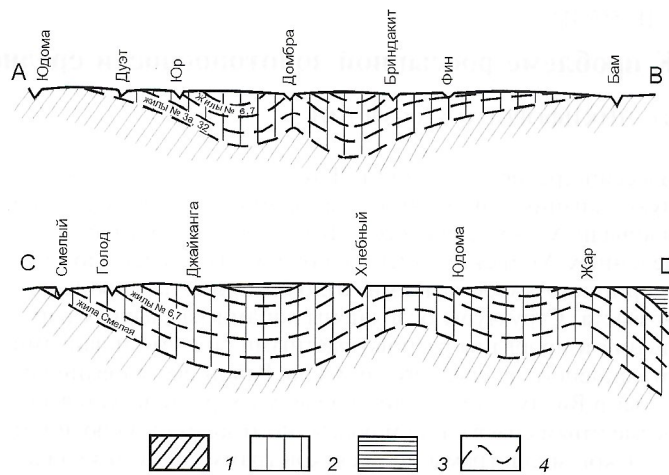
**Рис. 3.** Изменение пробы золота в россыпях в поперечном сечении золотоносной зоны (а) и по простиранию (б) золотоносной зоны в междуречье Юдома—Бам:

1 — общий диапазон изменения пробы в данной россыпи; 2 — анализы отдельных золотин; 3 — средняя проба; месторождения: 1 — Рачью, 2 — Дуэт, 3 — Догор, 4 — Хлебный, 5 — Быстрый, 6 — Глухарь, 7 — р.Юдома (разведочная линия 2300), 8 — Пологий, 9 — Еловый; 10 — р.Юдома (разведочная линия 1900); 11 — руч.Дуэт; 12 — руч.Голод; 13 — руч.Домбра; 14 — руч.Спор; 15 — руч.Фин; 16 — руч.Бургунда



**Рис. 4.** Проба золота в россыпи р.Бам:

а — изменение пробы золота по простиранию россыпи (пробирные анализы): 1 — проба шлихового золота, 2 — проба лигатурного золота, 3 — изменения пробы в пределах одной разведочной линии; б — результаты микрозондовых анализов пробы отдельных золотин на участке разведочной линии 2 (средняя проба 800, 134 золотины)



**Рис. 5.** Принципиальная схема расположения рудовмещающих горизонтов относительно современного эрозионного среза:

разрезы золотоносной зоны: А—В — по простиранию, С—D — вкrest простирания (см. рис. 2); свиты: 1 — экачанская (Сзек), 2 — кукканская (Р<sub>1</sub>kk), 3 — бонсолчанская (Р<sub>1</sub>bn); 4 — рудовмещающие горизонты

ской свиты, а в восточной части обнажены лишь самые верхние рудоносные горизонты с пониженной пробой золота. Иными словами, это проявление вертикальной зональности в плоскости современного эрозионного среза. Если учесть, что отложения кукканской свиты осложнены сериями синклиналильных и антиклиналильных складок, то можно ожидать появления низкопробного золота и в центральной части рудного поля, примером чему служат месторождение Юр и пространственно связанная с ним россыпь руч.Голод. Уменьшение крупности золота в россыпях с запада на восток также, вероятно, связано с вертикальной зональностью, т.е. в нижних золоторудных горизонтах золото несколько крупнее, чем в верхних. Ситовые анализы золота из россыпей Дуэт и Голод согласуются с этим выводом. В руч.Дуэт в среднем по двум ситовым анализам фракция менее 1 мм составляет 32%, в руч.Голод 45%, от 1 до 2 мм соответственно 34 и 40%, от 2 до 4 мм 26 и 11% и более 4 мм 8 и 4%. Следует отметить, что в руч.Голод чаще встречаются золотины дендритовидного облика. Такая же особенность характерна и для россыпей Жаровского узла. Возможно, это тоже проявление вертикальной зональности.

Таким образом, проба золота в россыпях рассматриваемого района может служить одним из критериев оценки уровня среза в пределах того или иного рудного узла и прогнозирования оруденения на глубину. Сравнивая гistogramмы пробы золота в россыпях Жаровского узла и на месторождении Юр, можно сделать вывод, что там вскрыты эрозией лишь самые верхние золотоносные уровни кукканской свиты — пятый и четвертый. В Хлебнином узле, по-видимому, вскрыт и третий горизонт. Оба узла потенциально перспективны на возможное открытие на глубине рудных тел, аналогичных месторождению Дуэт. В междуречье рек Бам и Бриндакит на глубине также должны быть подобные рудные тела. Принципиальная схема степени эродированности территории Юрско-Бриндакитского рудного поля по простиранию и вкrest его приведена на рис. 5 (составлена с учетом пробы золота в россыпях).

Выражаем благодарность Э.Д.Избекову и В.В.Алпатову за любезно предоставленные образцы по некоторым объектам, Н.В.Лесковой за выполнение рентгено-спектральных анализов и А.В.Прокопьеву за обсуждение геолого-тектонических вопросов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 01-05-96208 «Арктика»).



## К проблеме россыпной золотоносности среднего течения р.Лена

З.С.НИКИФОРОВА, А.А.СУРНИН

Бассейн среднего течения р.Лена охватывает юго-восточную окраину Сибирской платформы и расположен на площади Ангаро-Ленского и Березовского прогибов, разделенных Уринским антиклинорием. Прогибы сложены терригенно-карбонатными отложениями палеозойского возраста. Структуры осложнены зонами разрывных нарушений и прорваны разновозрастными силлами и дайками от основного до среднего составов. Район исследования от устья р.Витим до бассейна р.Олекма характеризуется повсеместным содержанием россыпного золота в аллювии от десятков миллиграмм до десятков грамм на метр кубический.

Изучением россыпного золота территории занимались П.П.Калманкин (1928), А.А.Кукс (1940—1941), геологи Ботуобинской экспедиции (1960—1969). Большая роль в исследовании россыпей принадлежит Н.Т.Родионову [6], который объяснял образование россыпной золотоносности района перемещением металла с Байкало-Патомского нагорья. По мнению Ю.Н.Трушкова [7], она образована за счет местных разнотипных источников палеозойского и мезозойского возраста.

О рудной золотоносности бассейна среднего течения р.Лена имеются скудные сведения. Коренными источниками рудного золота, вероятно, являлась минерализация, связанная с магнетитовыми или полиметаллическими рудопровялениями, а также сульфидной вкрапленностью в основных эффузивах и с лимонитизированными разностями последних [7]. Содержание золота в эндогенных породах Среднего Приленья находится на уровне кларковых, поэтому они не могут рассматриваться в качестве основного источника для россыпеобразования. Однако существующие тектонические нарушения значительной протяженности, часть из которых имеет надвиговую природу, могли служить путями миграции гидротерм. [4].

Минералого-геохимическое исследование палеозойских отложений показало, что содержание золота в основной части литологических разностей также не превышает соответствующего кларка, а степень золотоносности палеозойских отложений не зависит от химического состава пород. В связи с этим был сделан вывод о кластогенной природе нахождения золота в этих толщах [1].

Изучение типоморфных особенностей (морфология, гранулометрия и химический состав) золота среднего течения р.Лена проводилось на 26 объектах. Золото представлено в основном чешуйчатыми и пластинчатыми формами. В бассейне рек Витим, Каменка, Контайка преобладают толстопластинчатые и таблитчатые формы с едва заметным валиком по периферии, до 10% составляют комковидные формы. В бассейне р.Нюи совместно с тонкопластинчатым зернами обнаружены тороидальные и шаровидно-пустотелые образования с тонко-шагреновой поверхностью. В бассейне р.Лена (пос.Турукта, Чапаево) и р.Джерба, наряду с тонкопластинчатыми отмечены таблитчатые и комковидные золотины. Около г.Олекминск кроме тонкопластинчатых отмечены единичные золотины комковидной, дендритовидной и игольчатой форм. Наличие незначительного количества золота рудного облика свидетельствует о поступлении металла из близлежащих коренных источников.

Присутствие среди морфологических форм чешуйчатого и пластинчатого облика золотины с тонким валиком по периферии — свидетельство влияния эоловых процессов на россыпеобразование [8]. Поверхность у большинства

изученных золотины грубо шагреновая и мелкочаеистая, на ней наблюдаются отпечатки вдавливания других минералов. Последние часто находятся в псевдосростках с золотом [3]. Наличие псевдорудного золота подтверждает, что металл неоднократно переотлагался из коллектора в коллектор с древних уровней на более молодые.

Усредненный гранулометрический состав среднеленского золота следующий (в %): 0,1—0,16 мм 34; 0,2—0,16 мм 32; 0,2—0,25 мм 24; 0,25—0,5 мм 5; 0,5—1 мм 3; 1—2 мм 1; более 2 мм 1. В целом преобладает фракция 0,1—0,25 мм. Более крупное золото (0,25—0,5 мм до 40%) обнаружено в бассейне руч.Каменка.

Гранулометрический состав золота руч.Силинский, определенный из навески 250 г, следующий (в %): 8—4 мм 2,2; 4—2 мм 17,4; 2—1 мм 26,7; 1—0,5 мм 36; 0,5—0,25 мм 12,9%; —0,25 мм 4,8. Долина этого ручья, расположенная в Силинско-Пилкинской надвиговой зоне и лишенная водного потока из-за широкого развития карстовых процессов, характеризуется крутым (15—20°) залеганием кембрийских пород правого борта и пологим (5—7°) левого. В зоне надвига вдоль всего правого борта фрагментами обнажена мегегерская свита, которая вмещает силлы долеритов позднепалеозойского возраста. Свита сложена брекчированными и окремненными породами. На участке Карстовый вскрыты разведочными горными выработками единичные магматические тела. По геофизическим данным в непосредственной близости от силлы долеритов (50—75 м) выявлены округлые и удлиненные в плане участки высокой магнитной восприимчивости. В россыпи, ниже таких участков, в составе тяжелой фракции резко увеличивается встречаемость кристаллов и друз пирита, размером 0,5—3,5 см, гематита, отмечены смитсонит и кинноварь, выявлено большое количество призматических кристаллов кварца и среди обломочного материала калишпатизированных и окварцованных пород. На этих участках обнаружено увеличение содержания и крупности золота до 8—12 мм. Там, где золотоносный (1,12 г/м<sup>3</sup>) аллювий «ныряет» в карстовую полость, формируется продуктивный горизонт с содержанием металла 8—12 г/м<sup>3</sup>. Наличие более крупного россыпного золота позволяет сделать вывод о том, что, по классификации Н.В.Петровской [5], коренной источник — малосульфидная формация больших глубин (3—6 км). Незначительное содержание сульфидов в тяжелой фракции (1—2%) подтверждает этот вывод.

По нашему мнению, вероятно обнаружение более крупного металла малосульфидной формации и на других объектах бассейна среднего течения р.Лена, в частности, в водотоках рек Илейка, Пилка, Чара, Русская речка, Марха, а также в донных формах р.Лена современной аккумуляции.

Поскольку около 98% россыпного золота среднего течения р.Лена представлено крупностью 0,1—0,9 мм и лишь единицы 1—2 мм, коренными источниками его предположительно служили руды умеренно сульфидной формации средних глубин (1,5—2,5 км) [5]. За счет подобных руд сформирована, вероятнее всего, россыпная золотоносность р.Чара, которая контролируется тектоническими структурами типа Кенели. Здесь интенсивно брекчированные и окварцованные кембрийские карбонатные толщи несут слабую сульфидную минерализацию (содержание золота до 8 г/т). Минерализованные зоны послужили источниками для накопления рудных минералов в аллювии россыпи Быйытах. Значительная часть мелкого золота,



размером 0,16—0,25 мм, сконцентрирована на намывных косах в виде обогащенных струй и линз с содержанием металла 0,5—31 г/м<sup>3</sup>. Гранулометрический анализ золота бассейна р. Чара (навеска 2 кг) показал, что оно представлено фракцией менее 0,1 мм 32%, 0,1—1 мм 63%; меньшее количество составляют частицы более 2 мм, что соответствует умеренно сульфидной формации средних глубин [5]. К тому же в ассоциации с золотом встречено крайне ничтожное количество пирита (0,5—1%) при широком распространении магнетита, титаномагнетита, ильменита, граната, марказита и сидерита. Вероятно, подобное происхождение имеют россыпные проявления в низовьях рек Намана, Бирюк, Олекма и в долине р. Лена около г. Олекминск.

Однако единичные объекты бассейна среднего течения р. Лена характеризуются весьма мелким пылевидным золотом. Судя по гранулометрическому составу россыпного золота, его коренным источником, вероятнее всего, служило оруденение, соответствующее убого сульфидной формации малых глубин (до 1 км.). Его проявления обнаружены в районе бассейна р. Пеледуй. Здесь в тяжелой фракции шлихов встречено незначительное количество пирита, халькопирита, галенита, смитсонита.

Анализ крупности золота и закономерности его распределения не вызывают сомнения в многостадийности рудообразования на территории среднего течения р. Лена. Рудообразование развивалось в тесной связи с тектонической деятельностью мобильных зон, при длительном существовании рудоподводящих каналов. Россыпная золотоносность контролируется тектоническими структурами сбросо-сдвигового и надвигового характера.

Химический состав россыпного золота среднего течения р. Лена имеет среднюю пробу 900—950‰ [7]. Высокая проба определена предыдущими исследователями атомно-абсорбционным методом, который дает усредненную пробу россыпного преобразованного золота по всем объектам, но не первоначальную коренных источников. На микроанализаторе ЛХА-50А проанализированы более 650 золотин. Полученные для них пробы изменяются от 500 до 988‰, при этом усредненная составляет 914‰. Основная часть золотин (около 60%) имеет высокую пробу 900—988, 30% 800—900 в центральных частях, 8% 750 и 5% 620‰. При этом, в глубинных участках золотин сохранились реликты неизмененного металла, соответствующие составу первичного золота коренных источников. Следует отметить, что слабо обработанные чешуйки золотин р. Хамра имеют более низкую пробу: 610‰ 2%; 776 — 7; 827 — 7, а на р. Каменка 598 — 2 и 699 — 2%. Полученные результаты позволяют предполагать, что коренным источником золота служило в основном оруденение средних глубин умеренно сульфидной формации с пробой золота 800—900‰. Повышение последней до 950‰, особенно в краевых частях золотин, происходило за счет облагораживания поверхностного слоя при длительном пребывании в экзогенных условиях.

Изучение химического состава россыпного золота показало, что преобладают золотины (до 50%) с пробой 900—950‰, что соответствует пробе золота больших глубин, к тому же это золото в основном перекристаллизовано за счет метаморфизма вмещающих пород. Около 30% золота имеют пробу 800—900‰, что по классификации [5] относится к среднепробному золоту средних глубин, а 10% золота составляют золотины с пробой 700—800‰, что соответствует золоту малых глубин убого сульфидной формации. Низкопробное золото, составляющее 10—20%, может встречаться как с высокопробным золотом, так и со среднепробным больших и средних глубин.

Итак, результаты изучения типоморфных особенностей россыпного золота дают основание предположить, что россыпная золотоносность среднего течения р. Лена образовалась за счет промежуточных коллекторов палеозойского и мезозойского возраста, что подтверждается присутствием повсеместно псевдорудного золота и свидетельствует о неоднократном переотложении металла из коллектора в коллектор с древних уровней на более молодые.

В перераспределении золота принимали участие не только гидродинамические, но и эоловые процессы, доказательство чего — наличие его чешуйчатых и пластинчатых частиц с тонким валиком по периферии, а также обнаружение в бассейне р. Нюя зерен тороидальной и шаровидно-пустотелой форм.

Результаты анализа гранулометрического состава и закономерностей распределения россыпного золота, а также другие косвенные признаки позволяют предполагать, что россыпная золотоносность с более крупным золотом сформировалась за счет золотого оруденения малосульфидной формации больших глубин. Россыпи с крупностью металла 0,1—0,25 мм образовались за счет рудопроявлений золота умеренно сульфидной формации средних глубин. Россыпные проявления с пылевидным золотом распространены не широко, их формирование проходило за счет разрушения оруденения убого сульфидной формации малых глубин (до 1 км.).

Химический состав золота свидетельствует о том, что россыпи сформированы в основном за счет высокопробного золота 900—950‰ коренных источников больших глубин и среднепробного 800—900‰ средних глубин.

Рудообразование развивалось в тесной связи с тектоно-магматическими процессами при длительном существовании рудоподводящих каналов и многостадийности рудообразования. Россыпная золотоносность пространственно совмещена с поднятыми блоками земной коры, размещение которых контролируется нарушениями сбросо-сдвигового и надвигового характера. Основное оруденение золота, вероятнее всего, связано с постмагматической деятельностью позднепалеозойского и мезозойского возраста.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 00-05-65138*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амузинский В.А., Коробицин А.В. Минералого-геохимическая оценка золотоносности палеозойских пород средней Лены // Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. Якутск, 1995. С. 44—65.
2. Блинов А.А. Принципы прогнозирования золотоносных россыпей в нижнем течении р. Чары // Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. Якутск, 1995. С. 90—102.
3. Никифорова З.С., Филиппов В.Е. Золото псевдорудного облика в древних конгломератах // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 455—457.
4. Олейников Б.В., Копылова А.Г., Томшин М.Д. Распределение золота в некоторых геологических образованиях среднего Приленья // Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. Якутск, 1995. С. 66—73.
5. Петровская Н.В. Самородное золото. — М.: Недра, 1973.
6. Родионов Н.Т. Геоморфология и россыпная золотоносность Среднего Приленья: Автореф. дисс. на соиск. канд. геол.-минер. наук. Казань, 1973.
7. Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Вилпойской синеклизы и ее обрамления. — Новосибирск: Наука, 1975.
8. Филиппов В.Е., Никифорова З.С. Преобразование частиц самородного золота в процессе эолового воздействия // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 5. С. 1229—1232.
9. Филиппов В.Е., Сурнин А.А. Генезис россыпи ручья Карстовый // Металлоносность осадочных и магматических комплексов средней Лены. Якутск, 1995. С. 103—108.



## Влияние эоловых процессов на образование Хужирских золотоносных конгломератов

Б.Б.ГЕРАСИМОВ

В результате исследований, проведенных в Лено-Виллойском междуречье, был выявлен, а затем экспериментально обоснован новый генетический тип самородного золота — эоловый [5]. Экспериментальными работами было показано, что в условиях эоловой денудации могут происходить транспортировка и концентрация золота. Причем в чистом воздушном потоке золотинок не перемещаются, движение их возможно лишь под воздействием ударов песчинками [5]. Отличительная черта золотинок этого типа — их тороидальная и сфероидальная формы (рис. 1), образующиеся в результате микроковки песчинками, влекомыми воздушным потоком. Экспериментально доказано [4], что частицы золота при окатывании их в гидродинамической среде преобразовываются лишь в уплощенные формы. Следовательно, нахождение сложно деформированных золотинок служит надежным критерием идентификации месторождений, сформированных при участии как собственно эоловых процессов, так и гетерогенных: эолово-морского, эолово-пролювиального и т.п.

Анализ литературных источников показал, что существуют месторождения различного возраста, отнесенные к разным генетическим типам, в происхождении которых большую роль играла эоловая деятельность. Одно из них, по нашему мнению, — Хужирское рудопроявление золота. Основанием для этого предположения послужили анализ работ А.П.Мордвина [1].

Хужирское месторождение золотоносных конгломератов (бассейн р.Урик, Иркутская область) приурочено к Присянской структурно-фациальной зоне, участку сочленения Шарьжалгайской глыбы архея с внутренним полем Иркутского амфитеатра. В пределах месторождения развиты отложения таргазойской свиты архея, олхинской и мотской свит венда.

Таргазойская свита представлена амфиболовыми сланцами и гнейсами, характеризующимися довольно постоянным составом. Породы с резким угловым несогласием перекрыты отложениями олхинской свиты, сложенной гравелитами и грубозернистыми существенно кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. В основании этой свиты залегают конглобрекции, представляющие собой образования остаточной коры выветривания, послепозднепротерозойского—досредневендского возраста. На отложениях олхинской свиты с разрывом залегают породы мотской свиты, подразделенные на две пачки. Первая сложена конгломератами, гравелистами, гравелистыми и крупнозернистыми песчаниками с линзами и прослоями средне-, мелкозернистых песчаников и алевролитов. Вторая пачка представлена вишневыми или темно-вишневыми мелкозернистыми песчаниками и

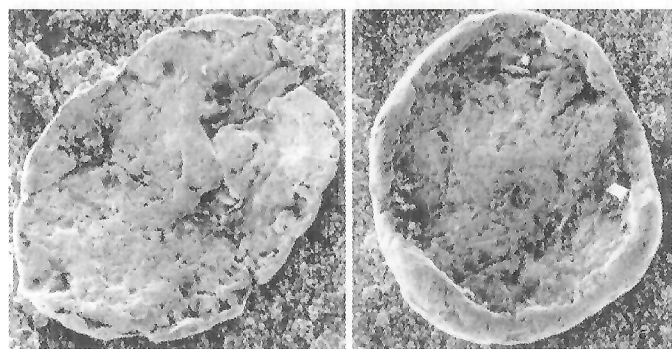


Рис. 1. Эоловое золото Лено-Виллойского междуречья,  $\times 100$

алевролитами, в основании которых прослеживаются невыдержанные маломощные линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

Золотоносные конгломераты залегают в основании первой пачки и образуют три пласта: юго-восточный, северный и центральный. Протяженность пластов достигает 2000 м при ширине от 150 до 800 м. Золото встречается во всех породах осадочного происхождения, однако промышленные его содержания обнаружены лишь в центральном пласте конгломератов.

Центральный пласт обладает сложным строением, часто изменяется по мощности, выклиниваясь за счет фациальных переходов в песчаники, и в вертикальном разрезе представляет собой серию слоев и прослоев, отделенных друг от друга последними. Общая длина золотоносной струи, вытянутой в северо-восточном направлении, около 2000 м, ширина 80—170 м, мощность 1—1,2 м. Рудопроявление А.П.Мордвин [1] и другие исследователи рассматривают как аллювиально-пролювиальную россыпь.

Основной признак участия эоловых процессов в формировании Хужирской россыпи — форма золотинок (рис. 2), которые в большинстве случаев представляют собой тороиды. Однако наряду с ними отмечены слабоокатанные и совершенно неокатанные зерна, среди которых встречаются кристаллические формы. Нередко золотинок сростаются с кварцем. Исследователи считают их «новым» золотом, образовавшимся при растворении и пересадении золота в конгломератах в процессе диагенеза и эпигенеза [1, 3]. По нашему мнению, они представляют собой нечто иное, как сфероиды эолового золота, обжатые в условиях литостатического давления в поровых пространствах рыхлых отложений. Их происхождение было воспроизведено экспериментально [6]. Л.И.Слащева и другие [3] описали сростки золота с кварцем, в которых зерна кварца хорошо окатаны и как бы инкрустированы тончайшей пленкой золота. Нами экспериментально установлено, что подобные образования формируются в результате обработки золотинок в сростке с кварцем воздушно-песчаными потоками (рис. 3). При этом сростки встречают поток преимущественно своей, более тяжелой, «золотой» частью, в результате чего золото расковыряется и тонкой пленкой обволакивает успешнее окататься и имеющее микроямчатую поверхность зерно кварца.

В цементе конгломератов встречены зерна циркона с характерной матовой поверхностью и наличием множества микроскопических ямок на их поверхности. Экспериментально установлено, что их происхождение обусловлено обработкой в воздушно-песчаном потоке. Подобный циркон встречается в комплексных эоловых россыпях Тиманского кряжа. Морфологические особенности циркона с указанным микрорельефом поверхности детально описаны в работе Н.Г.Патык-Кара и других [2].

В конгломератах вишнево-серого цвета галька, представленная в основном кварцем и кварцитами, а также сильно измененными породами, отнесена к классу размерности 25—50 мм. Этот размер соответствует величине, которую может перемещать воздушно-песчаный поток. Вмещающие золото песчаники и алевролиты характеризуются кривой слоистостью, наличием знаков ряби, трещин усыхания и следов капель дождя. Кроме этого, в описаниях рудопроявления отмечается наличие бедных содержаний золота во всех осадочных отложениях, большинство из которых относится к явно аккумулятивным. Экспериментальным путем установлено, что при формировании отложений аккумулятивных фаций в гидродинамических условиях частиц золота не перемещаются, в то время как при



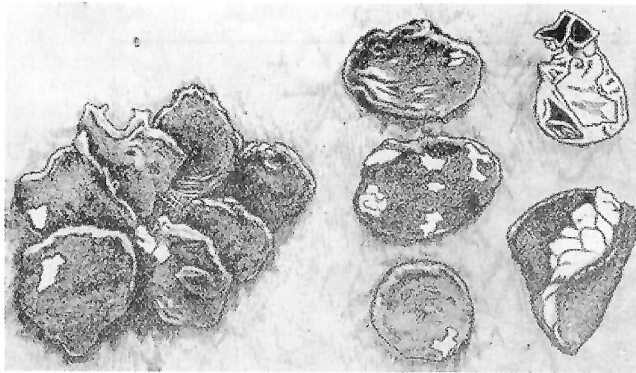


Рис. 2. Золотины Хужирских конгломератов,  $\times 50$

оловых процессах они в небольших количествах могут перемещаться совместно с перевируемыми песками [6].

Таким образом, есть все основания считать, что эоловые процессы значительно влияли на формирование россыпи Хужирских золотоносных конгломератов. Предполагается, что эта россыпь образовалась следующим образом. Формирование отложений олхинской и мотской свит произошло в условиях жаркого климата с чередованием засушливых и дождливых сезонов [3]. В дождливые периоды происходило интенсивное химическое выветривание пород. В сухие же промежутки преобладали эоловые процессы. В это время происходит эоловая денудация, при которой песчаный и грубообломочный материал химически разложившихся пород сносился ветрами. При этом золото, выведенное на поверхность дефляции, подвергалось обработке воздушно-песчаными потоками, что отражено на форме золотин. В дождливый период ведущую роль приобретали временные потоки, о чем свидетельствует ритмичное строение отложений, закономерное чередование слоев внутри ритмов и изменение слоистости (от косой до горизонтальной) и т.д.

Таким образом, благоприятное чередование деятельности эоловых процессов в сухие периоды и временных во-



Рис. 3. Золотина в сростке с кварцем, окатанная воздушно-песчаным потоком в экспериментальной установке,  $\times 54$

дных потоков во влажные промежутки способствовало формированию золотоносных конгломератов.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-65138).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Мордвин А.П.* Хужирское рудопроявление золотоносных конгломератов // Геология и золотоносность конгломератов рифея и венда южного обрамления Иркутского амфитеатра. Иркутск, 1972. С. 154—189.
2. *Патык-Кара Н.Г., Гореликова Н.В., Мохов А.В.* Циркон ископаемых россыпей как индикатор эоловых процессов // Докл. РАН. 1994. Ч. 3. С. 16—20.
3. *Слащева Л.И., Виниченко М.Н.* Золотоносность конгломератов венда Юго-Восточного Присаяния // Геология и золотоносность конгломератов рифея и венда южного обрамления Иркутского амфитеатра. Иркутск, 1972. С. 115—154.
4. *Филиппов В.Е.* Моделирование условий формирования аллювиальных россыпей золота. — Якутск, 1991. С. 14—16.
5. *Филиппов В.Е., Никифорова З.С.* Преобразование частиц самородного золота в процессе эолового воздействия // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 5. С. 1229—1232.
6. *Филиппов В.Е., Никифорова З.С.* Формирование россыпей золота при воздействии эоловых процессов. — Новосибирск: Наука, 1998.

УДК 551.354(553.44+553.434)(576.56)

© Ю.В.Давыдов, 2001

## Бифациальная генетическая модель стратиформных месторождений Якутии

Ю.В.ДАВЫДОВ

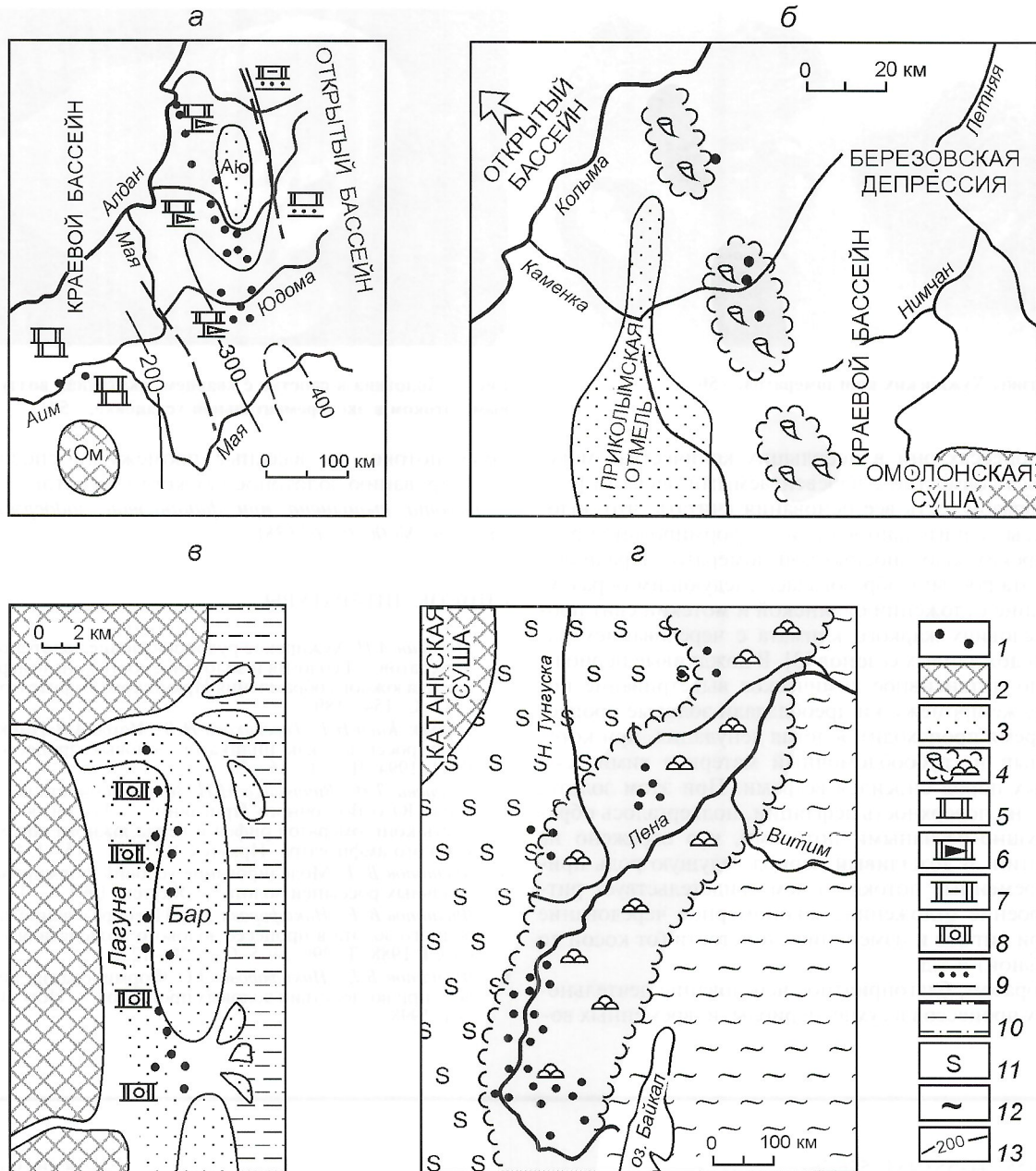
Модель формирования свинцово-цинкового и медного оруденения рассматривается на примере стратиформных месторождений Сибирской платформы и восточного складчатого обрамления (территория Якутии). Выделены группы факторов, освещающие проблему происхождения стратиформных месторождений с разных сторон.

К *первой группе факторов* отнесены стратиграфические закономерности распространения оруденения. Рудоносные горизонты распространены в конкретных литологических телах — рудоносных свитах. Интервалы оруденения в них сменяются по латерали безрудными интервалами, намного превосходящими первые по протяженности. Горизонты осадочных пород, содержащих свинец и цинк, прослеживаются в вендских отложениях Кыллахской зоны Сетте-Даба на 250 км, в среднедевонских Каменской зоны Приколымского поднятия на 40 км. Меденосные горизонты наблюдаются в Угуйской зоне юга Сибирской платформы на протяжении 20 км, в Ленской зоне на 900 км (рисунок). Эти данные — один из главных аргументов в пользу сингене-

тичного поступления рудного вещества в осадочную толщу на обширной территории, соответствующей осадочному бассейну. Более того, имеются доказательства действия металлогенических циклов на больших пространствах, в масштабе Верхояно-Колымской орогенной области. Рудоносные горизонты разных зон области смещены относительно друг друга на один—два стратиграфических яруса. Исходя из этого, длительность региональных металлогенических циклов измеряется одним—двумя геологическими веками (около 10—20 млн.лет) [5].

*Вторая группа факторов* определяет ведущую роль осадочных фаций в образовании и размещении рудных залежей. Развитие рудных залежей свинца и цинка в Кыллахской, Каменской и Омuleвской металлогенических зонах имеет явную зависимость от расположения фаций, контролировавшегося поднятиями, которые отделяли краевые шельфовые моря от открытого бассейна. На склонах этих поднятий формировались осадочные тела, игравшие роль литологических ловушек для рудоносных растворов. В





**Палеофациальный контроль свинцово-цинкового и медного оруденения в некоторых металлогенических зонах Якутии:**

*а* — Кыллахская зона, позднесарданинское время венда (рудопроявления Pb и Zn в сарданинской свите); *б* — Каменская зона, живетское время D<sub>2</sub> (рудопроявления Pb и Zn в ярхондонской свите); *в* — Угуйская зона, чоруодинское время PR<sub>1</sub> (рудопроявления Cu в чоруодинской свите); *г* — Ленская зона, илгинское время E<sub>3</sub> (рудопроявления Cu в илгинской свите); 1 — рудопроявления; 2 — суша; 3 — отмели, бары, пески; 4 — рифовые системы (водорослевые и коралловые); 5 — доломиты; 6 — битуминозные карбонатные породы; 7 — доломиты глинистые и алевритистые; 8 — доломиты микрофитолитовые и строматолитовые; 9 — песчаники; 10 — аргиллиты и алевролиты; 11 — литораль; 12 — открытый морской бассейн; 13 — изопахиты, м; поднятия: Аю — Аллах-Юньское, Ом — Омнинское

Кыллахской зоне такой ловушкой служили сахаровидные доломиты в полосе выклинивания сарданинской свиты на западном (внутреннем) склоне Аллах-Юньского поднятия (см. рисунок, *а*). Выявленная гранулярность сахаровидных доломитов определяла их высокую пористость и проницаемость, особенно на ранних стадиях.

В Каменской зоне рудопроявления расположены в разных фациях ярхондонской свиты (D<sub>2</sub>, живетский ярус). На юге зоны свинцово-цинковое оруденение вмещают органические доломиты ископаемых биогермов на восточном склоне Приколымского поднятия (см. рисунок, *б*). Текстура руд представляет собой различные формы заполнения пустот — прожилки, гнезда, цементация брекчий, что свидетельствует об их эпигенетической природе. На севе-

ре зоны наблюдается другой тип оруденения. Микрозернистые и микроконкреционные сфалерит и пирит залегают согласно со слоями в органогенно-детритовых доломитах с ритмично-слоистой текстурой. Сульфиды обогащают отдельные прослои флишоидных ритмов, являясь седиментогенным элементом.

Соотношение свинцово-цинковых руд слоистого и жильного типов в Каменской зоне сходно с соотношением таких же руд на месторождения Мак-Артур-Ривер (Северная Австралия) [13] и Жайрем-Ушкатын (Казахстан) [11]. Слоистое и секущее оруденение на этих месторождениях также локализовано в соответствии с фациями осадочных образований. Руды слоистого типа — естественный компонент ритмично-слоистых карбонатных осадков



депрессий, руды жильного и гнездового типов вмещают брекчиевидные и органогенные доломиты рифов.

Размещение медной минерализации пластового типа в Угуйской, Среднеленской и Сетте-Дабанской зонах контролирует бифациальная система прибрежная депрессия (мелководный бассейн, лагуна)—прибрежное поднятие (песчаный бар, органогенный риф). Медь содержат как тонкие пелитовые и мергелистые отложения прибрежных депрессий, так и более крупнозернистые терригенные или рифогенные отложения внутренних частей барьерных поднятий.

На схеме реконструкции фаций чоруодинского времени (PR<sub>1</sub>) в Угуйской зоне (см. рисунок, в), видно, что меденосными являются песчано-карбонатные осадки лагун и песчаные образования внутренней части бара, переходящие в песчано-конгломератовые отложения дельты небольшого водотока. Аналогичный фациальный контроль меденосности реконструирован для менкюленского времени (D<sub>3</sub>—C<sub>1</sub>) на месторождении Курпанджа в Сетте-Дабанской зоне [8]. Меденосность отложений илгинской свиты в Ленской зоне (Є<sub>3</sub>) контролируется полосой развития водорослевых биостромов, которая разделяла прибрежную и открытую части древнего моря (см. рисунок, г). Медь накапливалась в глинисто-карбонатных осадках небольших лагун и краевых частях доломитовых биостромов.

*Третья группа факторов* показывает, что влияние вмещающей осадочной среды на рудный процесс долговременно. Преобразования, происходящие в осадочной толще, оказывают сильное воздействие на ее рудную составляющую. На свинцово-цинковых месторождениях миссисипского типа в Кыллахской и Каменской зонах содержание рудных элементов в карбонатных породах увеличивается в прямой зависимости от степени их преобразования в постседиментационный период. Наблюдается прямая корреляция оруденения с растворением, доломитизацией и окремнением вмещающих карбонатных пород. На месторождении Сардана (Кыллахская зона) повышенное содержание свинца (0,2%) и цинка (3,8%) в стилолитах карбонатных пород продуктивной свиты интерпретируется как реликт начального геохимического фона отложений в районе месторождения. Позднее рассеянные в осадке металлы были сконцентрированы в рудные тела под влиянием эпигенетических процессов. Реализация потенциала рассеянных в осадочном теле металлов прямо влияет на размеры свинцово-цинковых залежей [7].

Большое значение для формирования эпигенетического оруденения имеют пористость и проницаемость вмещающих пород. Предпочтительное образование свинцово-цинковой минерализации миссисипского типа в органогенных и эпигенетических доломитах объясняется их хорошими коллекторскими свойствами. В большинстве случаев меденосность песчаников также объясняется отложением сульфидов в межгранулярном пространстве. В глобальном масштабе зависимость между минеральным составом обломочной части медистых песчаников и оруденением отсутствует. На разных месторождениях мира рудовмещающими являются различные типы песчаников — от граувакковых до мономинеральных кварцевых. Но на некоторых месторождениях отмечено тяготение медного оруденения к горизонтально- и минералогически зрелых песчаников, обладавших высокой первичной проницаемостью, например, на Угуйском месторождении. На других месторождениях существует прямая связь между содержаниями меди и глинистой примеси в песчаниках. По-видимому, если последний факт свидетельствует в пользу накопления меди, сингенетичного осадкообразования, то первый и второй — скорее в пользу постседиментационного происхождения соединений меди в межгранулярном пространстве песчаников [6].

*Четвертая группа факторов* касается тектонических предпосылок образования стратиформных месторождений. Повышенный геохимический фон свинца и цинка в отложениях венда Кыллахской и среднего девона Каменской зоны формировался в условиях растяжения литосферы. Режим растяжения преобладал в Кыллахской зоне на протяжении рифея и завершился в венде [12]. Пик вендской фазы растяжения, по-видимому, совпадает со временем формирования пласта кремнисто-известковых, кремнистых и высококальциевых пирокластических пород сардинской свиты, залегающего ниже рудовмещающих доломитов [3].

В Каменской металлогенической зоне в среднем девоне отмечена активизация процессов рифтогенеза, которые предшествовали формированию рудоносной рифовой формации. К западу от Каменской зоны стратиграфические аналоги этих отложений подстилает формация трахибазальтов, андезитобазальтов и их туфов. Характерная черта последних — высокое содержание калия (K<sub>2</sub>O 3,3—5,5%; Na<sub>2</sub>O 0,2—3,76%) [2].

Таким образом, депрессии краевых морей Кыллахской и Каменской зон формировались в режиме, переходном от стадии развитого рифта к стадии пассивной окраины континента.

Принадлежность медистых песчаников и сланцев Удоканского и Угуйского месторождений к рифтовым формациям доказана некоторыми исследователями [1, 10]. Согласно работе [1], размещение стратиформного оруденения Олекмо-Витимской меденосной провинции контролируется раннепротерозойской системой рифтов субширотного простирания. Меденосный пояс расположен вдоль бортов рифта, нарушенных системой трансформных разломов. Одна из этих систем ограничивает Угуйскую зону. Меденосную чоруодинскую свиту этой зоны подстилают высококальциевые туффиты и туфоалевролиты туостайской свиты. Они выявлены во всех исследованных разрезах Угуйской впадины [4].

В среднепалеозойский этап рифтового развития Сетте-Дабанской зоны, сопровождавшийся активным проявлением базальтового вулканизма [9], образовалась девонско-нижнекарбонная меденосная формация. С ней связано формирование Джалканского рудного узла и входящего в него месторождения Курпанджа. Медь содержится не только в карбонатно-терригенных, но и в вулканогенных породах — туффитах, туфоалевролитах и базальтах.

Таким образом, некоторые меденосные зоны Якутии формировались вдоль бортов окраинно-континентальных рифтов. В них отложение формаций, вмещающих медные залежи, приближено к конечной фазе рифтового вулканизма или следует непосредственно за ней.

Изложенный материал позволяет разработать *бифациальную модель* формирования стратиформного свинцово-цинкового и медного оруденения. В ее основе лежит тезис о существовании синхронной генетической пары рудовмещающих фаций, одна из которых депрессионная, другая — сформировавшаяся на краю поднятия. Согласно генетической модели, в локальных депрессиях забарьерных морских водоемов образуется материнская сульфидная минерализация, сингенетичная осадконакоплению. В осадочных или органогенно-осадочных образованиях соседних поднятий формируется эпигенетическое оруденение, источником которого служат латерально мигрировавшие рассолы, отжатые из осадков депрессии. Выделены два класса палеофациальных систем, контролирующих стратиформное оруденение цветных металлов в разных геодинамических обстановках: прибрежная лагуна — песчаный бар (рифтовый осадочный бассейн); депрессия шельфа — краевое или внутришельфовое поднятие (переход от рифта к пассивной континентальной окраине). Первая система благоприятна для формирования залежей меди, вторая — месторождений свинца и цинка.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданов Ю.В., Аполский О.П.* Геодинамическая модель формирования Олекмо-Витимской меденосной провинции // Геология рудных месторождений (Россия). 1988. № 3. С. 66—74.
2. *Булгакова М.Д., Колодезников И.И.* Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР: осадконакопление и вулканизм. — М.: Наука, 1990.
3. *Давыдов Ю.В.* Пирокластические и кремнистые породы юдомской серии Юдомо-Майского складчато-глыбового поднятия // Геология и геофизика. 1981. № 5. С. 61—68.
4. *Давыдов Ю.В.* Нижнепротерозойские меденосные отложения Угуйской впадины (Южная Якутия) и их корреляция с удоканским комплексом // Литология и полезные ископаемые. 1986. № 3. С. 44—53, 427—433.
5. *Давыдов Ю.В.* Корреляция рудоносных горизонтов стратиформных месторождений различных тектонических зон Якутии // Геология и геофизика. 1993. № 9. С. 140—144.
6. *Давыдов Ю.В.* Медистые песчаники: связь между составом и оруденением // Отечественная геология. 2000. № 5. С. 15—18.
7. *Давыдов Ю.В.* Эпигенез карбонатных пород в системе «рудная залежь—вмещающие породы» на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях (Саха-Якутия) // Геология и геофизика. 2001. № 3.
8. *Кутырев Э.И.* Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. — Л.: Недра, 1984.
9. *Левашов К.К.* Среднепалеозойские эффузивные базиты Сетте-Дабана и восточной части Сибирской платформы // Магматизм Северо-Востока СССР. М., 1973. С. 199—206.
10. *Салихов В.С.* Рифтогенные структуры и осадочное меденаконение // Генезис редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М., 1986. С. 62—72.
11. *Скрипченко Н.С.* Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. — М.: Недра, 1989.
12. *Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С.Гусев, А.Ф.Петров, Г.С.Фрадкин и др.* — М.: Наука, 1985.
13. *Walker R.N., Gulson B., Smith J.* The coxco deposit — a Proterozoic Mississippi valley — type deposit in the McArthur River district, northern Territory, Australia // Econ. Geology. 1983. Vol. 78. № 2. P. 214—249.

УДК 553.94(571.56)

© Коллектив авторов, 2001

## Геологическое строение и угленосность мезозойских отложений в Алдан-Амгинском междуречье Ленского бассейна

Ш.А.СЮНДЮКОВ, В.А.КАШИРЦЕВ, Д.В.МИТРОНОВ, И.Н.ЗУЕВА

В связи со строительством железнодорожной Амуро-Якутской магистрали (АЯМ) возникают реальные предпосылки для крупномасштабного освоения углей юго-восточной части Ленского бассейна. Наряду с разрабатываемыми здесь Кангаласским, Харбалахским и Джебарики-Хайским месторождениями, по геологическому строению, ресурсам и качеству углей, а также географическому положению значительный интерес представляет площадь Алдан-Амгинского междуречья, где в 1991—1993 гг. трестом «Дальвостуглеразведка» были организованы поисковые работы.

В геологическом отношении данная территория отнесена к закрытому типу, поскольку мезозойские угленосные отложения повсеместно перекрыты мощным чехлом кайнозойских образований. Исключение составляют лишь редкие обнажения коренных пород по рекам Алдан и Амга, а также разрез, вскрытый Хочомской скважиной. Архейские образования, обнаруженные в Хочомской скважине на глубине 2028 м, представлены гнейсами и кристаллическими сланцами. Венд-кембрийские толщи вскрыты на глубине 848 м и сложены известняками, доломитами, мергелями и песчаниками. На их размытой поверхности залегают отложения юры и нижнего мела.

Юрская система представлена всеми тремя отделами. Промышленная угленосность связана лишь с отложениями верхней юры и нижнего мела. Верхняя юра расчленена на марькчанскую, 110 м (оксфордский ярус), бергеинскую, 100 м (кимериджский) и сытогинскую, 50—75 м (волжский) свиты. Марькчанская свита в нижней части сложена переслаивающимися пачками мелко- и среднезернистых светло-серых песчаников. В строении верхней части, наряду с песчаниками, принимают участие алевролиты и аргиллиты, включающие до пяти линзовидных пластов угля. Бергеинская свита при близком строении отличается от марькчанской наличием пластов угля рабочей мощности. Сытогинская свита представляет собой фациальное замещение верхней части бергеинской и сложена преимущественно мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, включающими от двух до четырех пластов угля. В каждой свите накопление осадков начиналось в прибрежно-морских условиях и заканчивалось в прибреж-

но-континентальных, что подтверждается находками морской фауны и наличием угольных пластов.

Отложения нижнего мела представлены батыльхской и эксеняхской свитами. Батыльхская свита (625 м) согласно залегает на сытогинской и сложена чередованием песчаников различного гранулометрического состава, преимущественно светло-серых, часто с зеленоватым оттенком. Мощностю песчаных пачек изменяется от первых до 60 м. В резко подчиненном количестве встречены алевролиты и аргиллиты, к которым приурочены до 30 пластов угля. Нижняя часть разреза изучена по керну поисковых скважин, пройденных в южной части междуречья, верхняя — на правобережье р.Алдан. Эксеняхская свита (около 200 м) представлена чередованием пачек средне- и крупнозернистых песчаников с крупной косою слоистостью, в основании которых иногда встречаются олигомиктовые конгломераты, состоящие из слабо окатанных обломков пород угленосной толщи. Песчаные пачки содержат редкие прослои алевролитов и два пласта угля.

К палеоген-неогену условно отнесена пачка пород (до 30 м), залегающая на размытой поверхности батыльхской и бергеинской свит и встречающаяся только на вершинах высоких водоразделов. Она сложена разнозернистыми песками с галькой и редкими валунами, иногда с линзовидными прослоями темно-серых и зеленоватых глин и алевролитов. Пески имеют грубозернистый состав, характеризуются резкой фациальной изменчивостью и обилием внутриформационных размылов. Четвертичные образования (40—50 м) представлены аллювиальными, водно-ледниковыми и делювиальными отложениями.

В тектоническом отношении рассматриваемая территория приурочена к северному склону Алданской антеклизы и юго-восточной части Приверхоанского краевого прогиба. Мезозойские угленосные отложения полого погружаются на северо-восток под углами 1—3°. В южной, более изученной части междуречья, установлена серия разрывных нарушений. Амплитуда вертикального смещения достигает 170 м.

В отложениях верхней юры и нижнего мела выявлены 46 пластов угля мощностью от 0,1 до 8 м. Им присвоен индекс



d и цифра, указывающая порядковый номер пласта (снизу вверх по разрезу). В марыкчанской свите бурением вскрыты пласты  $d_1-d_5$ . Все они представляют собой линзы, развитые на локальных участках, мощности их редко достигают рабочих. В бергеинской свите выявлены пять пластов ( $d_6-d_{10}$ ). Пласт  $d_6$  не представляет промышленного интереса в связи с малой мощностью (0,2–0,8 м) и развитием на локальных участках. Пласты  $d_7$  и  $d_8$  распространены более широко, их средние мощности 1,5 и 1,64 м соответственно. Их отсутствие на отдельных участках объясняется или недостаточной глубиной скважин, или эпигенетическими размывами. На левобережье р.Алдан пласт  $d_8$  часто имеет сокращенную мощность или выклинивается. В настоящее время самостоятельного промышленного значения эти пласты не имеют и требуют дальнейшего изучения. Пласты  $d_9$  и  $d_{10}$  часто сближены и выделяются как один пласт  $d_9+d_{10}$ . Его средняя мощность 4,4 м при изменениях от 1,7 до 7,1 м. Пласт  $d_9+d_{10}$  отнесен к мощным и широко распространен по площади. По простиранию, несколько меняя мощность и строение, он прослежен на расстояние около 100 км. На Харбалахском месторождении (р.Амга) он разрабатывается как пласт «Карьерный». Мощность пласта  $d_9$  здесь 3 м,  $d_{10}$  4 м. Их разделяет пачка мелкозернистых песчаников мощностью 1 м. В западном направлении нижняя часть пласта прослежена по водоразделу на расстояние около 10 км. Восточнее Алдан-Амгинского междуречья пласты  $d_9$  и  $d_{10}$  разрабатываются на месторождении Джебарики-Хая, за пределами которого в восточном направлении они выклиниваются. По падению пласт  $d_9+d_{10}$  прослежен бурением на расстояние около 10 км.

В сытогинской свите встречены до четырех пластов угля ( $d_{11}-d_{14}$ ). Из них нижние три нередко отсутствуют или представлены линзами разной протяженности. Их мощность обычно менее 0,7 м, лишь в редких случаях 2,5–3 м. Промышленное значение имеет пласт  $d_{14}$ . Его мощность составляет 0,2–2,7 м при средней 1,58 м. Он разрабатывается на месторождении Джебарики-Хая, где его относят к низам батыльхской свиты.

В батыльхской свите вскрыты 30 пластов угля ( $d_{15}-d_{44}$ ), 20 из них имеют мощность 1 м и более, что позволяет их относить к пластам тонким и средней мощности. Лишь пласт  $d_{19}$  относится к мощным. По данным 14 скважин установлена его средняя мощность 4,23 м при изменениях от 1,85 до 8 м. В эксеняхской свите выявлены два пласта угля ( $d_{45}$  и  $d_{46}$ ). Их мощность, определенная по двум пересечениям, составляет 1,4 и 0,2 м соответственно.

Как правило, строение угольных пластов Алдан-Амгинского междуречья бывает сложное и простое. При сложном строении пласты состоят из двух, реже трех пачек угля, разделенных прослоями алевролитов или мелкозернистых песчаников. Мощность прослоев 0,1–0,2 м. Распределение угольных пластов в разрезе верхнеюрских отложений неравномерное, обычно они сосредоточены в верхних частях свит. Угленосность возрастает вверх по разрезу. Расстояния между пластами изменяются от первых до 20 м. В батыльхской свите эти расстояния увели-

чиваются до 60 м. Почва угольных пластов в большинстве случаев — сильно углистые темно-серые алевролиты. Их мощность редко превышает 0,2 м. В кровле пластов, наряду с алевролитами, присутствуют песчаники.

По вещественному составу угли отнесены к гумолитам. Среди них преобладают гелитолиты, в подчиненном количестве встречаются липоидолиты, фюзенолиты и микстогу-молиты. Структура углей штриховатая и линзовидно-полосчатая, текстура — слоистая. Угли преимущественно блестящие и полублестящие. Степень блеска в основном зависит от содержания минеральных примесей. Петрографический состав углей детально не изучался. По аналогии с более изученным месторождением Джебарики-Хая, где развиты те же пласты угля, средний микрокомпонентный состав, вероятнее всего, следующий (в %): витринит 67–83, семи-витринит 2–4, липтинит 6–18, инертинит 6–13 (В.И.Подолья, Ю.П.Пензин, В.И.Фролов и др., 1999). При этом содержания липтинита и инертинита могут существенно изменяться как по разрезу, так и по площади.

Качественные показатели углей следующие:  $W^a$  4,1–7,8%, в среднем 6,6%;  $W^{max}$  до 15,3%;  $A^d$  5,6–25,4%, в среднем 13,1%;  $V^{daf}$  36,7–44,5%, в среднем 41%;  $Q^{daf}_s$  29,50–31,16, в среднем 30,4 МДж/кг;  $d^d_r$  1,38–1,56 т/м<sup>3</sup>;  $T^{daf}_{sk}$  5,3–11,7%; коксовый остаток 69,4–76,4%. С запада на восток наблюдается слабо выраженная тенденция уменьшения выхода летучих веществ из углей одних и тех же пластов. Нелетучий остаток слипшийся, реже порошкообразный. Элементный состав (в %):  $S^d_t$  0,12–0,32;  $P^d$  0,008–0,013;  $C^{daf}$  74,4–77,3, в среднем 76,2;  $H^{daf}$  5,1–5,8;  $(N+O)^{daf}$  14,5–21,6. По марочному составу угли отнесены к марке Д, подгруппе ДВ. Степень метаморфизма углей одновозрастных пластов незначительно повышается с юго-запада на северо-восток и со стратиграфической глубиной. Полезных микроэлементов в промышленных количествах или токсичных элементов выше ПДК не выявлено.

Прогнозные ресурсы углей подсчитывались до глубины 300 м. По категориям  $P_1+P_2$  они составляют 18 902 млн.т, из которых 10 000 млн.т по категории  $P_1$ . Часть ресурсов может быть отнесена к перспективной для открытой разработки. Сюда относятся ресурсы пласта  $d_9+d_{10}$  на южных окончаниях поисковых профилей в зоне его выхода под четвертичные образования. Средняя мощность пласта 6,9 м при изменениях от 6,45 до 7,15 м. До глубины 60 м он развит на площади около 60 км<sup>2</sup>. Прогнозные ресурсы составляют около 580 млн.т.

Приведенные данные показывают, что в юго-восточной части Ленского бассейна, прилегающей к АЯМ, выявлен новый регион со значительными ресурсами энергетических каменных углей. Его расположение рядом с судоходной частью р.Алдан и возможностью открытой разработки позволяет рассматривать Алдан-Амгинское междуречье как перспективный объект для постановки геологоразведочных работ, в первую очередь, в его южной части в зоне выхода угольных пластов верхов бергеинской и низов батыльхской свит под четвертичные образования.



## 80-летие Рауфа Баратовича Баратова

10 октября 2001 г. исполнилось 80 лет Рауфу Баратовичу Баратову — известному таджикскому геологу, академику Академии наук Таджикистана.

Р.Б.Баратов родился в Канибадамском районе Согдийской (бывшей Ленинобадской) области. В 1937 г. он окончил Канибадамское педагогическое училище, где затем и преподавал. В 1938—1945 гг. учился на геолого-почвенном факультете Среднеазиатского (Ташкентского) государственного университета, который окончил с отличием и был оставлен в аспирантуре у профессора В.И.Попова. В 1941—1944 гг., еще студентом, Р.Б.Баратов работал в Геологическом институте Таджикского филиала АН СССР под руководством доцента Ленинградского горного института И.К.Никитина. В 1949 г. он защитил кандидатскую диссертацию на тему «Интрузивные формации Южно-Варзобского гранитоидного массива».

Рауф Баратович прошел путь от коллектора, лаборанта, младшего научного сотрудника, заведующего отделом до директора Института геологии Академии наук Таджикистана. В должности директора Р.Б.Баратов работал более 35 лет (1953—1988 гг.). В настоящее время Рауф Баратович — почетный директор института.

В 1953 г. Р.Б.Баратов был избран членом-корреспондентом, в 1968 г. — академиком Академии наук Таджикистана. В 1959—1976 гг. исполнял обязанности академика-секретаря отделения физико-математических, химических и геологических наук академии, а в 1976—1984 гг. был ее вице-президентом.

Р.Б.Баратов — крупный специалист по региональной геологии, петрологии и металлогении Южного Тянь-Шаня и Памира, автор более 500 научных публикаций, в т.ч. 23 монографий, восемь из которых изданы в соавторстве. За монографию «Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение» в 1968 г. Рауф Баратович получил степень доктора геолого-минералогических наук.

В книгах Р.Б.Баратова «Памир и его недра» (1984), «Горы и недра Таджикистана» (1989), «Геология и полезные ископаемые Таджикистана» (1999), «Драгоценные и поделочные камни Таджикистана» (1996, 2000) обобщены материалы по геологии и полезным ископаемым страны, рассмотрены вопросы петрологии, металлогении и перспективы развития ее горнорудной промышленности.

По инициативе Р.Б.Баратова опубликован ряд крупных монографий: «Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара» (1970), «Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана» (1976), «Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая» (1978), «Земная кора и верхняя мантия Таджикистана» (1981), «Докембрий Средней Азии» (1982).

Рауф Баратович — автор ряда работ по истории геологической науки, персоналий известных геологов, а также рецензий на книги по петрологии и металлогении. Им написаны научно-популярные книги брошюры на таджикском и русском языках: «Рудные месторождения и их поиски» (1953), «Богатства недр Таджикистана» (1960), «Бадахшанский вал» (1976, 1980), «Горы открывают свои тайны» (1981). Хотелось отметить и совместную работу Р.Б.Баратова с В.П.Новиковым «Каменное чудо Таджикистана» (1984, 1988).

Часть работ Рауфа Баратовича опубликована на языках: узбекском, английском, немецком, французском, турецком и эсперанто. В его книгах на таджикском языке рассмотрены вопросы геологической терминологии.

По инициативе Р.Б.Баратова при Институте геологии Академии наук Таджикистана был организован совет по защите кандидатских и докторских диссертаций, которым он руководит многие годы. Долгое время Р.Б.Баратов чи-



тает лекции на горно-геологическом факультете Таджикского государственного национального университета и руководит аспирантами. Им создана школа таджикских геологов.

В 1953 г. при активной деятельности Р.Б.Баратова было учреждено Таджикское отделение Всесоюзного минералогического общества, бессменным председателем которого он и является. Рауф Баратович был членом национального комитета геологов СССР, ряда научных советов страны, председателем нескольких республиканских научных обществ, организатором международных и всесоюзных геологических совещаний и симпозиумов в Таджикистане. Он принимает активное участие в работе научно-технического совета Главного геологического управления при Правительстве Таджикистана.

Р.Б.Баратов — основатель одной из геологических династий Таджикистана. Его жена — геолог, старший сын — кандидат геолого-минералогических наук, младший сын и его жена — тоже геологи. Дочь — кандидат химических наук, работает в области обогащения полезных ископаемых.

Рауф Баратович награжден орденом Дружбы народов, двумя орденами Знак Почета, многими медалями, в их числе Медаль академика С.И.Вавилова, За заслуги в развитии недр, имеет диплом и золотой значок оргкомитета XXVIII Международного геологического конгресса.

Р.Б.Баратов — Заслуженный деятель науки Республики Таджикистан, лауреат Государственной премии Таджикистана в области науки и техники им. Абуали ибн Сино (Авиценна), Почетный член Всесоюзного минералогического общества. Его именем назван минерал — баратовит.

Комиссия Американского биографического института по международным исследованиям назвала Рауфа Баратовича «Человек года — 2000».

Р.Б.Баратов встречает 80-летие в расцвете творческих сил и планирует дальнейшие исследования по геологии и полезным ископаемым, а также подготовке высококвалифицированных кадров для Республики Таджикистан.

*Таджикглавгеология  
Президиум МАМР  
Правление РГО  
Редколлегия журнала*



## **ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ !**

### **В Институте геологии алмаза и благородных металлов СО РАН в 2001 г. планируется издание следующих монографий**

***Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия).* — М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001.**

**ISBN 5-7846-0067-2**

Представлена обстоятельная сводка по тектонике, сейсмичности и полезным ископаемым территории Республики Саха (Якутия). Геодинамика формирования тектонических структур, определяемая моделями тектоники литосферных плит, является основой металлогенического районирования и систематизации данных по полезным ископаемым. Наряду с рудными полезными ископаемыми охарактеризованы главные нефтяные и газовые месторождения, угленосные бассейны и месторождения; проанализированы проявления россыпной платиноносности, состояние и перспективы развития сырьевой базы по золоту, цветным и редким металлам. Рассмотрена тектоническая и металлогеническая эволюция земной коры территории Якутии с докембрия до современности на фоне развития всего северного обрамления Тихого океана.

Для широкого круга специалистов в области наук о Земле, аспирантов, студентов, а также потенциальных инвесторов в горнорудную промышленность Республики Саха (Якутия).

Библиогр. 996 назв. Ил. 390. Цв. фото 41. Табл. 23.

***Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (Северо-Восток России) / Т.С.Альховик, В.В.Баранов. 2001.***

Обобщены материалы по стратиграфии нижнего девона Восточной Якутии, полученные в результате изучения опорных разрезов и фауны (табуляты, брахиоподы, конодонты) севера территории (хр.Улахан-Сис, Тас-Хаяхта, Чималгинский, Селенняхский кряж), хр.Сетте-Дабан и западной части Приколымского поднятия. Разработана новая детальная схема районирования северной части территории. Приведены уточненная характеристика автономных зональных схем по конодонтам, табулятам, ругозам, брахиоподам и характеристика предлагаемой впервые полигрупповой зональной схемы, основанной на комплексах вышеперечисленных групп фауны. Предложен уточненный и детализированный вариант региональной схемы (надгоризонты, горизонты). Рассмотрены местные стратиграфические схемы, приведена характеристика всех местных стратонов (свит, подсвит) и описание наиболее информативных разрезов.

Для стратиграфов и геологов-съемщиков, изучающих девонские отложения на Северо-Востоке России.

Библиогр. 153 назв. Ил. 44. Табл. 4.



**Сарылахское и Сентачанское золото-сурьмяные месторождения / В.А.Амузинский, Г.С.Анисимова, Ю.Я.Жданов и др.**

Дана детальная характеристика комплексных Сарылахского и Сентачанского эндогенных золото-сурьмяных месторождений, расположенных в мезозоидах Северо-Востока России. Основное внимание уделено рассмотрению вопросов геологии месторождений, рудных полей и узлов, минералогии руд, геохимии золота, сурьмы и сопутствующих элементов. Показано, что оруденение Сарылахского месторождения связано с областью коренной перестройки складчатых и разрывных структур, а оруденение Сентачанского рудного узла локализовано на участке моноклинального залегания вмещающих пород. Установлена вертикальная минералогическая зональность при волновом характере распространения золото-сурьмяной минерализации. Сформулирована новая концепция генезиса золото-сурьмяного оруденения, согласно которой инициировавший процесс рудообразования мантийный водородно-метановый газ при подъеме к земной поверхности вначале преобразуется в сульфидно-силикатный флюид, а на позднем этапе — в водно-углекислотный раствор.

Для геологов и разведчиков эндогенных рудных месторождений, научных сотрудников, студентов старших курсов геологических специальностей.

Библиогр. 81 назв. Ил. 112. Табл. 41.



# CONTENTS

## PETROLOGY, MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

- Safronov A.F., Smelov A.P., Zaitsev A.I.*  
Problems of tectonic control of diamond-bearing kimberlites in the Siberian platform . . . . . 3
- Zaitsev A.I.*  
On the age of kimberlite magma protoliths in Yakutia . . . . . 6
- Altukhova Z.A., Barashkov Yu.P.*  
Crystal-morphological diamond types from autoliths, massive and autolithic kimberlite breccias in Yakutia . . . . . 9
- Oleinikov O.B.*  
Chemical composition peculiarities of apatite from intrusive kimberlites of Yakutia . . . . . 13
- Okrugin A.V., Koroleva O.V.*  
Geological setting and composition of Early-Riphean peridotite-gabbro massifs of the Tuyukansky complex . . . . . 15
- Tomshin M.D., Lelyukh M.I.*  
Schematic evolution of trappian magmatism on the eastern side of the Tungus syncline . . . . . 19
- Babushkina S.A., Trunilina V.A.*  
P-T conditions and genetic aspects of formation of latite series granitoids within the Polousny Ridge . . . . . 24
- Khabibullina T.S.*  
Inclusions in zircons from granitoids of various petrogenetic types from the Verkhoyan-Kolyma mesozoics . . . . . 27
- Kim A.A., Zayakina N.V.*  
Native manganese from alkaline pierites of the Central Aldan . . . . . 32

## STRATIGRAPHY, REGIONAL GEOLOGY AND TECTONICS

- Kolosov P.N., Al'khovik T.S., Baranov V.V., Belolyubsky I.N., Grinenko O.V., Ermakova S.P., Knyazev V.G., Kutygin R.V., Mel'nik O.A., Sergeenko A.I., Stolyarova L.R.*  
Unique sections of the Upper Precambrian and Phanerozoic in Yakutia . . . . . 34
- Ermakova S.P.*  
On the boundaries of the Lower Triassic . . . . . 39

- Bulgakova M.D.*  
A system of regional sedimentological studies in the folded areas of Yakutia . . . . . 41
- Imaev V.S., Imaeva L.P., Koz'min B.M., Sleptsov S.V., Shibaev S.V.*  
Seismic zoning of Southern Yakutia . . . . . 44
- Prokopiev A.V., Toro Kh., Miller E.L., Howrogen J.K., Tarabukin V.P., Dumirtu T.A.*  
Deformation styles of the Verkhoyansky folded-thrust belt . . . . . 47
- Oxman V.S., Tretyakov M.F.*  
The Suntarsky fault system: kinematic and geodynamic interpretation . . . . . 52

## METALLIC AND NONMETALLIC MINERAL DEPOSITS

- Amuzinsky V.A., Ivanov G.S., Latsanovsky I.A.*  
Geologic-economic types and evaluation criteria for gold deposits of the Verkhoyansk folded system . . . . . 55
- Anisimova G.S., Kondratieva L.A., Serkebaeva E.S.*  
Nonconventional types of gold mineralization in carbonaceous complexes of the Sette-Daban . . . . . 59
- Kostin A.V.*  
Prediction of world class gold — silver deposits in the Kuranakh ore zone . . . . . 62
- Samusikov V.P.*  
Typomorphic features of native gold from lode and placer occurrences in the Yudoma-Bamsky district . . . . . 67
- Nikiforova Z.S., Surnin A.A.*  
On the problem of placer gold potential of the Lena midstream . . . . . 70
- Gerasimov B.B.*  
Impact of eolian processes on formation of the Khuzhirsky conglomerates . . . . . 72
- Davydov Yu.V.*  
Bifacies genetic model of stratiform deposits of Yakutia . . . . . 73
- Syundyukov Sh.A., Kashirtsev V.A., Mitronov D.V., Zueva I.N.*  
Geology and coal-bearing capacity of Mesozoic deposits in the Aldan-Amginsky interfluvium of the Lena basin . . . . . 76
- 80th anniversary R.B.Baratov . . . . . 78