

ISSN 0869-7175

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



I/1997

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ
РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ)

**С
НОВЫМ
ГОДОМ,
ДОРОГИЕ
ДРУЗЬЯ!**

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Ежемесячный научный журнал

Основан в марте 1933 года

Учредители:

Министерство природных
ресурсов РФ

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

I/1997

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. Роза-*
чева (отв. секретарь), *А. Ю. Розанов, Г. В. Ручкин* (зам. главного редак-
тора), *Б. А. Соколов, В. И. Старостин, А. А. Шпак, А. Д. Щеглов* (предсе-
датель редсовета)

Редсовет: *А. Н. Барышев, Э. К. Буренков, В. С. Быкадоров, Н. Н. Ведерников,*
И. С. Грамберг, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда, А. Н. Золотов, А. Б. Каждан,
М. М. Константинов, Т. Н. Корень, Л. И. Красный, Н. К. Курбанов, Н. В. Меже-
ловский, И. Ф. Мигачев, В. М. Питерский, В. Ф. Рогов, Е. И. Семенов, В. В. Семе-
нович, В. С. Сурков, В. А. Ярмолук

<i>Шишигин П.Р., Ян-жин-шин В.А.</i> 40-летие единой геологической службы Якутии	3	<i>Подвысоцкий В.Т., Лелюх М.И., Никулин В.И.</i> Концепция формирования древних платформ	29
<i>Костин А.В., Лобанов С.П., Шошин В.В.</i> Геолого-промышленные типы месторождений серебра северо-востока Якутии.	7	<i>Мишин В.М.</i> Древнее рифообразование — предвестник внедрения кимберлитов в Якутской алмазоносной провинции	35
<i>Ветлужских В.Г., Ким А.А.</i> Геолого-промышленные типы золоторудных месторождений Южной Якутии	15	<i>Кривонос В.Ф.</i> Относительный и абсолютный возраст кимберлитов	40
<i>Митюхин С.И.</i> Геолого-генетические и эмпирические основы выделения таксона класса субпровинция кимберлитов и конвергентных им пород	23	<i>Серов В.П.</i> Некоторые особенности минерального состава кимберлитовых трубок и древних шлиховых ореолов Алакит-Мархинского кимберлитового поля.	50

Редакция: *Р.В.Добровольская, Г.В.Вавилова, М.В.Рогачева*
Компьютерный набор *В.К.Комарова*
Верстка и оригинал-макет *П.А.Сандомирский*

Сдано в набор 25.12.96. Подписано в печать 10.02.97. Формат 70 × 108/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная. Тираж 1000 экз.

Адрес редакции: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 1296.
Телефон: 315—28—47

Отпечатано Государственным картографо-геодезическим предприятием «Поликарт»

Уважаемые читатели!

В 1997 г. исполняется 40 лет единой государственной геологической службе на территории Якутии. За эти годы проведен большой объем работ по всестороннему изучению геологического строения региона.

Были проведены геолого-съемочные, поисково-разведочные и геофизические работы, параметрическое и гидрогеологическое бурение, тематические исследования и т.д. Выявлены и переданы в эксплуатацию многочисленные, в т.ч. уникальные по значимости и запасам месторождения различных видов полезных ископаемых, составлены разномасштабные геологические, металлогенические, геодинамические и другие карты специального назначения. Сформировался высококвалифицированный геологический корпус, успешно решающий задачи по созданию минерально-сырьевой базы Республики.

Некоторые итоги этих работ и перспективы их развития отражены в статьях якутских геологов в данном номере нашего журнала.

Целевой номер журнала, посвященный юбилейной дате, выходит по инициативе Государственного комитета Республики Саха (Якутия) по геологии и недропользованию.

**Председатель Государственного комитета
Республики Саха (Якутия)
по геологии и недропользованию
П.Р.Шишигин**

40-летие единой геологической службы Якутии

П.Р.ШИШИГИН, В.А. ЯН-ЖИН-ШИН (Госкомитет по геологии и недропользованию РС(Я))

В апреле 1997 г. исполняется 40 лет со дня образования Якутского геологического управления, объединившего множество геологических организаций и предприятий разных ведомств, действовавших на территории республики. Безусловно, и в предшествовавшие периоды геологами были сделаны крупные открытия месторождений полезных ископаемых, получены ценные сведения о геологии северного края. Однако, не будет никакого преувеличения, если сказать, что целенаправленное, комплексное изучение геологии и полезных ископаемых и создание крупнейшей минерально-сырьевой базы Республики Саха (Якутия) связано с деятельностью Якутского геологического управления (ЯГУ), которое было организовано в соответствии с приказом № 200 Министра геологии и охраны недр (МГиОН) СССР от 8 апреля 1957 г.

В состав нового управления вошли:

1) Алданское, Верхне-Инди́гирское и Янское районные геологоразведочные управления Геологоразведочного управления Дальстроя Министерства цветной металлургии СССР;

2) Южно-Якутская комплексная экспедиция Главвостокгеологии МГиОН СССР.

В том же году Постановлением Совета Министров СССР от 5 июля 1957 г. № 766 в ЯГУ были переданы:

1) Амакинская комплексная экспедиция Главуралсибгеологии МГиОН СССР;

2) Алданская комплексная экспедиция треста Сибгеолнедруд Министерства промышленности строительных материалов СССР;

3) Якутская контора разведочного бурения Главнефтегазразведки Министерства нефтяной промышленности СССР;

4) Якутская геофизическая экспедиция Главнефтегеологии Министерства нефтяной промышленности СССР;

5) Эгехайская и Эльгинская партии Якутского Совнархоза.

В продолжении организационных мероприятий приказом № 9 Главгеологии РСФСР от 29 августа 1957 г. в Якутское геологическое управление вошли также:

Центральная геолого-топосъемочная экспедиция, ранее находившаяся в составе Якутской конторы разведочного бурения;

Центральная Якутская материально-техническая и транспортная база;

Осетровская материально-техническая и продовольственная база;

Большеневверская материально-техническая и продовольственная база;

Иркутская товарно-транспортная база.

Такая крупная концентрация геологических сил была вызвана объективной необходимостью, поскольку в середине 50-х годов ранее известный минеральный потенциал республи-

ки (золото, олово, уголь, слюда) был расширен в результате крупнейших открытий, среди которых открытие промышленных месторождений алмазов и природного газа. Сейчас с трудом можно оценить тот колоссальный объем организационной работы, который выпал на долю первых руководителей нового геологического управления: И.А.Кобеляцкого, Г.Т.Семенова, В.И.Дьяченко, Е.Б.Абея и др. Конечно, эта работа ставила своей целью не механическое объединение столь разнородных, имевших разные традиции и возможности коллективов, а выработку целостной научно-технической политики геологического изучения территории республики. Надо сказать, что сильной стороной ЯГУ, частично сохранившейся и поныне, были особые творческие методы и приемы решения геологических задач, присущие каждой из входивших в него экспедиций.

Уже первые годы деятельности ЯГУ показали, что оно объединило вполне работоспособные с хорошим геологическим потенциалом экспедиции, что позволило без долгой раскачки пройти этап первичной организации и начать наращивать объемы и виды геологоразведочных работ. В первые три-четыре года были созданы территориальные геологоразведочные (Амакинская, Аллах-Юньская, Ботуобинская, Верхне-Инди́гирская, Тимптоно-Учурская, Южно-Якутская, Янская) и специализированные (Северо-Якутская нефтегазоразведочная, Центральная геолого-съёмочная, Центральная комплексная геофизическая, Центральная комплексная тематическая) экспедиции, а также Центральная лаборатория, территориальные геологические фонды и некоторые другие подразделения вспомогательного характера.

Единая для всего СССР система управления геологоразведочными работами и воспроизводством минерально-сырьевой базы в сочетании с новой организационной структурой геологоразведочного производства дала мощный толчок к повышению эффективности геологических исследований в Якутии в 60—80-х годах текущего столетия. Стали планомерно наращиваться площади региональных геофизических съёмок и геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 200 000, усилились поисковые и разведочные работы на перспективных участках и месторождениях. Достаточно большое внимание уделялось тематическому и научному сопровождению геологоразведочных работ.

Следствием массированного комплексного развития геологических исследований стал качественный скачок в уровне знаний о геологическом строении и металлогении Якутии; открытие новых рудных районов, узлов и месторождений; выявление новых видов минерального сырья; создание надежной сырьевой базы для бурно развивающейся гор-

нодобывающей промышленности республики, которая заняла достойное место в общем народнохозяйственном балансе СССР.

По мере появления новых задач и более четкого определения специализации экспедиций организационная структура геологоразведочного производства в Якутии постоянно трансформировалась. Забегая несколько вперед, отметим, что узкая специализация целевых установок оказалась для геологических предприятий нежизнеспособной, не говоря уже о периоде развала централизованной экономики. В 1973 г. из состава ЯТГУ были выведены экспедиции, ведущие работы на нефть и газ, и создано новое производственное объединение «Ленанефтегазгеология», которое успешно продолжило работы по оценке нефтегазоносности территории республики. В 1975 г. для оценки промышленного значения железорудных месторождений была создана Чаро-Токкинская экспедиция, в короткие сроки разведавшая более 3 млрд. т руд в железистых кварцитах на западе Алданского щита. Для усиления работ на алмазоносных площадях Западной Якутии в 1979 г. были организованы Айхальская геологоразведочная и Иреляхская геофизическая экспедиции. В 1981 г. были организованы еще две экспедиции: Заполярная геологоразведочная и Гидрогеологическая.

В этот же период развитленная организационная структура обеспечивала геологоразведочные работы на нефть и газ. В пределах нефтегазоносных районов действовали Вилюйская, Средне-Ленская, Сангарская, Витимская и Чаро-Токкинская нефтегазоразведочные и Якутская тематическая экспедиции, а также трест «Якутскгеофизика», в составе которого функционировали Мурбайская, Западно-Якутская, Кемпендяйская и Вилюйская геофизические экспедиции и Оленекская, Приморская и Усть-Майская геофизические партии, Ленская экспедиция по исследованию скважин и Якутская опытно-методическая экспедиция.

Середину 80-х годов можно считать временем наибольшего размаха геологоразведочного производства в Якутии. Достигли пика объемные показатели почти по всем видам геологоразведочных работ, уровень финансирования которых составил 500 млн. руб. К этому времени в двух крупнейших производственных геологических объединениях «Якутскгеология» и «Ленанефтегазгеология» весьма успешно трудилось более 31 тысячи инженерно-технических работников, рабочих и служащих. Результатом этого явился высокий уровень познания геологических особенностей строения огромной территории республики, надежная сырьевая база горнодобывающей промышленности и разнообразный минерально-сырьевой потенциал для ее дальнейшего развития. Состояние минерально-сырьевой базы республики, созданной в основном за годы интенсивного развития геологоразведочного производства, мы имели возможность недавно охарактеризовать в «Отечественной геологии» (№ 8, 1994).

Страна по достоинству оценивала героический труд якутских геологов. Четыре человека

стали Героями Социалистического труда — Г.Т.Семенов, В.А.Луконина, И.Д.Ворона, С.С.Каримова, 61 — лауреатами Ленинской и Государственной премий, более 20 человек удостоены почетного звания Заслуженный геолог РСФСР, а более 70 — Заслуженный геолог ЯАССР. Несколько тысяч инженерно-технических работников, рабочих и служащих награждены орденами и медалями СССР. За успешное выполнение заданий семилетнего плана по развитию сырьевой базы алмазодобывающей промышленности Якутское территориальное геологическое управление (ЯТГУ) в 1966 г. было награждено орденом Ленина. И в дальнейшем труд коллектива управления неоднократно высоко оценивался.

Сейчас не принято положительным образом вспоминать трудовые достижения и связанные с ними награды советского периода истории нашей страны. Однако якутским, как и всем советским геологам, нет оснований стыдиться или отказываться от своего прошлого. Их труд никогда не был легким. Все знания о недрах, мощнейшая минерально-сырьевая база, почти единственная опора нынешней экономики, созданы путем преодоления огромных трудностей, охватывавших все стороны жизни и деятельности геологов.

Сегодня кажется невероятным, но в 60—80-е годы на огромных просторах Якутии одновременно проводили сезонные и круглогодичные геологоразведочные работы всех стадий несколько сотен полевых партий, отрядов, участков и бригад со многими тысячами работающих. За успехи этих работ надо поблагодарить руководителей управления и объединений, стоявших во главе этой огромной армии, действовавшей целенаправленно, эффективно и последовательно. Здесь нельзя не упомянуть И.А.Кобеляцкого, Г.Т.Семенова, И.Д.Ворону, В.А.Биланенко, Б.Д.Бошкова, Е.Д.Черного, А.В.Есипова, А.М.Зотеева, В.Е.Бакина и др. В данной статье нет возможности упомянуть имена сотен и тысяч труженников — начальников, главных геологов, главных инженеров экспедиций и партий, геологов, геофизиков, инженеров, техников, рабочих и служащих, а также наших соратников — сотрудников якутских и центральных научно-исследовательских организаций, трудом которых было создано то, что сейчас мы обобщенно называем «якутской геологией».

В эпоху перемен, в которую «посчастливилось» попасть геологам, только накопленный в те годы производственный и интеллектуальный потенциал позволил сохранить в более или менее дееспособном состоянии остатки этой «якутской геологии». Геологи-производственники Республики Саха (Якутия) с относительно меньшими потерями, чем их российские коллеги, пережили сокрушительные удары «реформ». Но и в нашей республике геологоразведочному комплексу нанесен существенный урон. Численность работающих в геологоразведочном производ-

стве сократилась почти в пять раз, так же (в сопоставимых ценах) уменьшились ассигнования на геологоразведочные работы, существенно (во много раз, а иногда и на порядок) сокращены объемы региональных геолого-съёмочных, геофизических, поисково-разведочных работ на твердые полезные ископаемые; глубокого разведочного, параметрического и поискового бурения и сейсморазведки на нефть и газ; резко снизилось участие в геологоразведочном процессе научно-исследовательских организаций.

Тем не менее отметим, что здравый смысл, проявленный руководителями нашей республики на начальных этапах ее суверенизации, позволил сделать процесс резкого сокращения геологоразведочного производства управляемым. В республике раньше, чем в федеральном руководстве поняли значение государственного управления недропользованием для полноценного функционирования экономики, базирующейся на минерально-сырьевых ресурсах.

Историческое значение для якутской геологии имел Указ Президента Республики Саха (Якутия) М.Е.Николаева от 31 января 1992 г. № 52 «О развитии геологоразведочной отрасли республики», появившийся в «смутное время» ликвидации Советского Союза. В нем были определены основные принципы и намечены конкретные направления по трансформации системы управления и финансирования геологоразведочных работ применительно к резко изменившимся политическим и экономическим условиям постсоветской России. Главным следствием указа стало то, что тысячи людей, занятых на геологоразведочном производстве на всем огромном пространстве Якутии, поняли, что они не будут брошены на произвол судьбы, что их труд будет востребован при становлении государственности Республики Саха (Якутия).

В дальнейшем для реализации указа и по мере развития социально-экономических процессов так называемого переходного периода были проведены реорганизации системы управления геологоразведочными работами в республике. Прежде всего, получили хозяйственную самостоятельность и статус государственных предприятий геологоразведочные экспедиции ликвидированных производственных геологических объединений «Якутскгеология» и «Ленанефтегазгеология». Государственное управление и регулирование геологоразведочных работ проводилось в августе—декабре 1991 г. Госкомитетом Республики Саха (Якутия) по недрам и минерально-сырьевым ресурсам, с января 1992 г. до июня 1993 г. Министерством промышленности и геологии Республики Саха (Якутия). При этом руководство собственно геологоразведочными работами осуществлялось Республиканским геологическим центром (РГЦ) при этих ведомствах. Надо отдать должное руководителям (Н.П.Пинчук, А.В.Есипов, В.М.Подчасов) и другим сотрудникам РГЦ в том, что они сумели в условиях ломки и дестабилизации организационных и функциональных связей в отрасли сохранить апро-

бированную временем систему управления геологоразведочным процессом, начиная с формирования госзаказа и заканчивая оценкой итоговых результатов геологоразведочных работ.

Постановлением Верховного Совета Республики Саха (Якутия) от 19 мая 1993 г. № 1478-ХП «Об изменении в структуре органов государственного управления Республики Саха (Якутия)» был образован Государственный комитет Республики Саха (Якутия) по геологии и недропользованию (Госкомгеология), которому переданы функции государственного регулирования отношений в сфере недропользования и управления республиканским фондом недр, контроля за использованием недр, минеральных ресурсов и средств республиканского бюджета. В целом, в 1992—1993 гг. правительством Республики Саха (Якутия), возглавляемым В.А.Штыровым, выработана и внедрена достаточно обоснованная и жизнеспособная система управления и финансирования геологоразведочных работ, учитывающая социально-экономические реалии жизни республики.

Принципиальные положения этой системы — сохранение государственного управления геологическим изучением и использованием недр и демонополизация недропользования как в части эксплуатации, так и геологического изучения недр. Важнейшим вопросом, решенным при реорганизации республиканской геологической службы, является проблема устойчивого финансирования геологоразведочных работ. Со второй половины 1992 г. Республика Саха (Якутия) полностью взяла на себя финансирование геологоразведочных работ, ведущихся на ее территории, за счет отчислений на воспроизводство минерально-сырьевой базы от горнодобывающих предприятий, которые в полном объеме остаются в ее распоряжении.

Организационное оформление геологической службы Якутии, начавшись в некотором смысле «самовольно» и несколько ранее, чем преобразование российской геологии в целом, в конечном счете после образования самостоятельного Комитета Российской Федерации по геологии и использованию недр (Роскомнедра) вполне вписалось в организационную схему федеральной геологической службы. В соответствии с Соглашением между Комитетом Российской Федерации по геологии и использованию недр и правительством Республики Саха (Якутия) о взаимоотношениях при геологическом изучении, использовании и охране недр на территории Республики Саха (Якутия) от 14 декабря 1995 г. Госкомгеологии переданы полномочия органа управления государственным фондом недр и определен порядок взаимодействия по другим вопросам геологического изучения и геологоразведочных работ на территории республики. Очевидно, что все эти рациональные и позитивные мероприятия и решения происходили на фоне ухудшающейся социально-экономической ситуации и представляют, переходя на военный язык,

тактику более или менее организованного отступления и активной обороны с целью сохранить достаточно работоспособный геологический потенциал и тем самым иметь время для реформирования и приспособления геологоразведочного производства к новым, быстро меняющимся условиям.

В результате пятилетних преобразований сложилась организационная структура геологоразведочных работ, отражающая дезинтеграцию горнодобывающего и геологоразведочного производства, а также существенную трансформацию форм собственности и правовых отношений в области недропользования. Поскольку в республике признано необходимым и осуществляется государственное регулирование недропользования, то основа последнего — геологическое изучение (в широком смысле) сосредоточено в государственных предприятиях и учреждениях, оптимально распределенных по территории республики и способных обеспечить комплексность геологических исследований. Это горно-геологические предприятия — Алдан-геология, Аллах-Юньское, Верхне-Инди-гирское, Ленское, Южякутгеология, Ян-геология и Якутская поисково-съемочная экспедиция. К этому же ряду относятся Амакинская и Ботуобинская геологоразведочные экспедиции, находящиеся и полноценно функционирующие с 1991 г. в составе акционерной компании «Алмазы России-Саха». Для решения общих для геологической деятельности специализированных задач действуют Республиканский геологический информационно-компьютерный центр, Центральная геологическая аналитическая лаборатория, государственное предприятие «Сахагеолфонд», Государственная геологическая инспекция и Республиканская комиссия по запасам полезных ископаемых.

Другую ветвь геологоразведочного комплекса республики составляют предприятия, занятые поддержанием и развитием минерально-сырьевой базы главным образом для собственных нужд. Среди них преобладают преимущественно золотодобывающие акционерные компании, общества и старательские артели, общее число которых более 20. Сохранились также и три государственных добывающих предприятия — ГОК «Депутатсколово», ГП «Якутуголь», ГП «Востоккварцсамоцветы». Процесс акционирования государственных горнодобывающих предприятий сопровождался, за редким исключением, разрушением их геологоразведочных подразделений и служб, что привело к снижению качества работ по воспроизводству их минерально-сырьевой базы.

Учитывая значение топливно-энергетических ресурсов, республика вынуждена направлять на геологоразведочные работы на нефть и газ более 32 % отчислений на воспроизводство минерально-сырьевой базы, консолидируемых в республиканском бюджете, в то время как от добычи углеводородного сырья поступает в бюджет только 3 % таких отчислений. Поисково-разведочные работы на нефть и газ ведут

АО «Ленанефтегаз», АК «Якутскгеофизика», АК «Якутгазпром», Вилуйское госпредприятие по контролю за газовыми скважинами, входящие в АК «Саханефтегаз».

Научное обеспечение геологоразведочных работ, также испытывавшее серьезное сокращение, выполняют тематические подразделения геологоразведочных предприятий, Якутский институт геологических наук СО РАН, Якутское научно-исследовательское геологическое предприятие ЦНИГРИ акционерной компании «Алмазы России-Саха». На договорных началах ведут работы и институты из других регионов России. Таким образом, в республике вырисовывается определенная система организации геологических работ, которая при понимании правительством Республики Саха (Якутия) роли и значения геологической отрасли и стабилизации экономической ситуации могла бы обеспечить долговременные интересы республики в развитии минерально-сырьевой базы, являющейся основой ее экономики в настоящем и будущем.

В условиях тотального спада экономики геологи Якутии проявляют большую жизнестойкость и преданность своему делу. Опытные и более молодые руководители сумели обеспечить выживание большинства предприятий, сохранили сильно уменьшившееся, но работоспособное ядро специалистов для выполнения задач по комплексному геологическому изучению и поддержанию сырьевой базы своих регионов. Особенность постановки геологоразведочного процесса в Якутии заключается в том, что все республиканские органы управления отраслью, появившиеся после упразднения Мингео РСФСР и СССР, были вынуждены включаться в не прерывавшееся ни на один день геологоразведочное производство, управлять им и направлять его в соответствии с унаследованными от прошлых времен проектами и задачами, внося изменения, отвечающие новым социально-экономическим условиям. Поэтому, несмотря на изменившиеся функциональные и правовые взаимоотношения, вовлеченность Госкомгеологии Республики Саха (Якутия) в чисто хозяйственное состояние предприятий, особенно государственных, излишне велика. Этому же способствует постоянное трудное финансово-экономическое положение предприятий, вызванное главным образом недостаточным и несвоевременным финансированием этих работ из республиканского бюджета.

Как бы то ни было, программы геологоразведочных работ в основных своих параметрах ежегодно выполняются, и изучение недр нашей территории не стоит на месте. Удалось сохранить присущую геологическим исследованиям в Якутии комплексность и в пределах возможного сочетать региональные и поисково-разведочные работы.

Региональные геолого-геофизические работы вполне вписываются в федеральную программу работ общегеологического и специального назначения. К ним относятся геологическая съемка масштаба 1:200 000, гид-

рогеологическая, геоэкологическая и инженерно-геологическая съемки, информатизация и компьютеризация геологоразведочных работ, тематические исследования, которые ведут государственные предприятия и акционерная компания «Алмазы России-Саха». Большое внимание уделяется сводному картосоставлению. Геологическое «лицо» республики достойно представляют геологические карты Якутии масштаба 1: 500 000 и 1: 1 500 000, издание которых предполагается завершить в 1997—1998 гг.

Самыми заметными достижениями в развитии минерально-сырьевой базы за последний период могут считаться:

расширение перспектив алмазности Западной Якутии, реализованное открытием в 1994—1996 гг. двух высокоалмазных трубок — Ботубинской и Нюрбинской в Вилюйско-Мархинской зоне;

подтверждение и расширение перспектив нефтегазоносности юго-востока территории республики;

открытие и оценка крупной сереброносной провинции в Западном Верхоянье;

увеличение сырьевой базы рудного золота за счет предварительной оценки крупного месторождения Кючюс, других золоторудных объектов в Восточной Якутии;

открытие и оценка россыпей золота в Южно-Якутском, Селенняхском золотоносных районах, позволившие несколько смягчить процесс убывания сырьевой базы по россыпному золоту; предварительная оценка уникального редкометалльного комплексного месторождения Томтор.

Имеется достаточно много других интересных находок, свидетельствующих о высоком потенциале территории Якутии на различные виды минерального сырья.

Таким образом, 40-летняя история единой геологической службы Якутии свидетельствует о том, что самоотверженный труд многих тысяч тружеников геологических организаций увенчался высокими достижениями в геологическом изучении недр и созданием крупнейшей минерально-сырьевой базы, что, несмотря на существенный урон последних лет, сохраняется преемственность поколений геологов, позволившая на минимально допустимом для долговременных интересов России и Якутии уровне поддерживать геологию и развитие минерально-сырьевой базы на территории Республики Саха (Якутия), что есть еще шанс на сохранение интеллектуального и производственно-технического потенциала якутской геологии и на его возрождение в начале XXI в.

УДК 553.412 (571.56)

© А.В.Костин, С.П.Лобанов, В.В.Шошин, 1997

Геолого-промышленные типы месторождений серебра северо-востока Якутии

А.В.КОСТИН (ЯИГН СО РАН), С.П.ЛОБАНОВ, В.В.ШОШИН (ГУ ГПП «Янгеология»)

Серебряные месторождения распространены во многих регионах мира, но наиболее часто они встречаются в оловорудных провинциях [2]. В этом смысле территория Якутии представляет собой уникальный полигон, на котором проявились самые разнообразные геолого-промышленные типы серебряных, сербросодержащих и месторождений других рудных формаций (рис. 1; табл. 1, 3).

Даже при кратком обзоре промышленных типов месторождений серебра совершенно очевидно, что наиболее крупные из них сосредоточены в комплексах Верхоянской пассивной континентальной окраины. Рассмотрим условия образования крупных месторождений серебра на примере Мангазейского и некоторых других месторождений Западного Верхоянья.

Верхоянская пассивная континентальная окраина в позднем палеозое — раннем мезозое развивалась в условиях растяжения, которое фиксируется протяженными системами разновозрастных силлов, даек и покровов базальтоидов, участвующих в складчатости совместно с вмещающими их терригенными толщами [8]. Наиболее ранними являются силлы и дайки диабазов каменноугольного — пермского возраста, образующие пояса протя-

женностью 500 км вдоль Верхоянского антиклинория. В западной его части известны силлы и покровы базальтов раннетриасового возраста, которые обычно сопоставляются с траппами Сибирской платформы [7]. Отмечается их сходство по петрохимическим характеристикам с континентальными и океаническими оливиновыми базальтами [3].

Первый этап формирования серебряных месторождений связывается с девонским рифтогенезом Западно-Верхоянской рифтовой системы [10]. В качестве потенциального источника металлов рассматриваются силлы и покровы базальтов, из которых циркулирующая по разломам морская вода выщелачивала металлы (рис. 2). На возможность этого указывает близость источников свинца современных рудообразующих систем зон растяжения дна океанов хребта Хуан де Фука, трога Эсканаба [12, 15] и свинца серебряных месторождений Западного Верхоянья (рис. 3). Из тектонических деформаций этапа рифтогенеза доминировали долготные зоны сбросов, что привело к появлению многочисленных ориентированных в этом же направлении зон растяжений.

Второй этап формирования серебряных месторождений, начало которого относится к

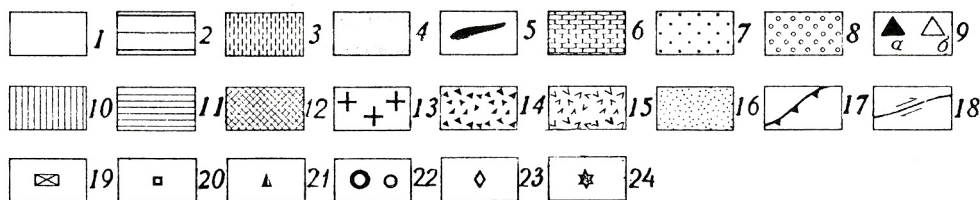
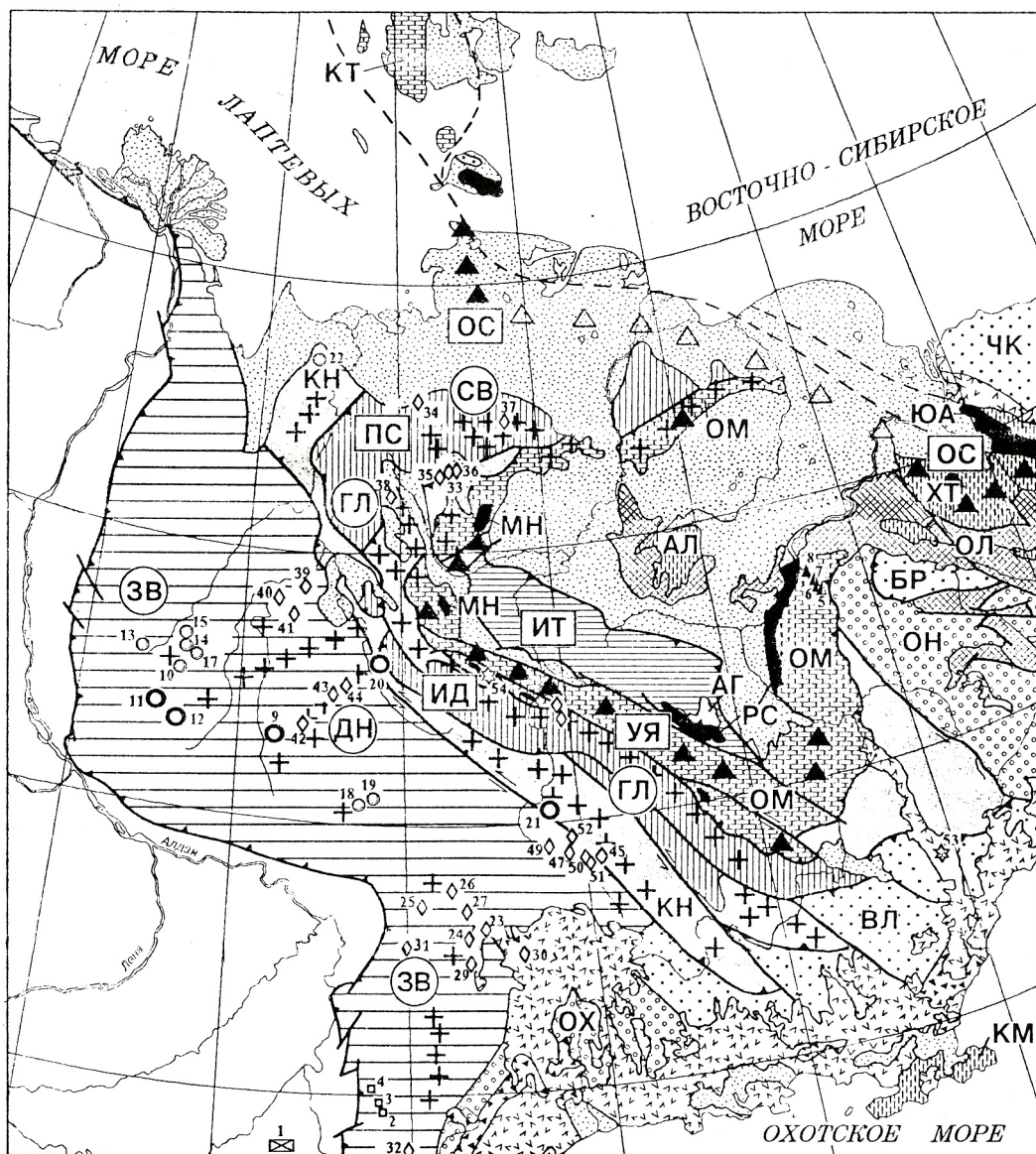
1. Основные геолого-промышленные типы месторождений серебра

Тип	Морфология рудных тел	Промышленный тип	Месторождение
I. Плитные комплексы складчатых зон, смежных с Сибирской платформой	Пластообразные залежи в карбонатных толщах	(Барий)-свинец-цинк-серебряный	Сардана, Уруй, Перевальное
II. Комплексы карбонатной платформы	Пластообразные залежи и зоны прожилкования в карбонатных толщах	То же	Слезовское, Горное
III. Комплексы пассивных континентальных окраин	Жилы в терригенных и терригенно-карбонатных толщах	Свинцово-серебряный	Мангазейское (Михайловская, Англезит-Церусситовая, Кузьминская, Семеновская рудные зоны), Мысовое, Мухалканское, Чочимбальское, Имтанджинское
		Собственно серебряный	Безымянное, Мангазейское
		Золото-серебряный	Кысыл-Тасское
	Минерализованные и жильные зоны в терригенных и терригенно-карбонатных толщах	Свинцово-серебряный	Прогноз, Мангазейское (Васильевская рудная зона)
		Олово-свинец-серебряный	Высокогорное
		Собственно серебряный	Кимпиче, Ночное, Нижнеэндыбальское, Мангазейское (Васильевская рудная зона)
	Минерализованные и жильные зоны в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах	Золото-серебряный	Альфа
		Серебро-сурьмяный	Кавказ, Приметное
	Жилы в поясах гранитоидов и даек	Свинцово-серебряный	Менкече
		Медно-вольфрамово-оловянный	Илинтасское, Позднее
		Медно-кобальто-оловянный	Алыс-Хайское
		Цинково-медно-оловянный	Депутатское
		Цинково-оловянный	Эге-Хайское
IV. Коллизионные образования (пояса гранитоидов и даек)	Минерализованные и жильные зоны в поясах гранитоидов и даек	Свинцово-серебряный	Юбилейное, Эвенское, Менкече, Алтайское
		Золото-серебряный	Якутское
		(Барий)-свинец-цинк-серебряный	Булатское, Зарница, Кутинское, Детаньинское
		Олово-свинец-серебряный	Алтайское
	Жилы в породах вулканоплутонических поясов	То же	Купольное
	Минерализованные и жильные зоны в породах вулканоплутонических поясов	Олово-серебряный	Хатысское
		Олово-свинец-серебряный	Купольное, Хатысское, Джатонское, Курдатское
		Собственно серебряный	Тихонское, Аидинское, Дичек
		Золото-серебряный	Атунджа
	Штокверки прожилково-вкрапленных руд в породах вулканоплутонических поясов	Олово-свинец-серебряный	Купольное
		Золото-серебряный	Атунджа
V. Комплексы активных континентальных окраин и островных дуг	Минерализованные и жильные зоны в породах вулканоплутонических поясов	Собственно серебряный	Дукатское
		Медно-свинцово-цинковый	Хотойдохское

ранней юре, связан с активной гидротермальной деятельностью, приуроченной к разломам девонских рифтовых зон. Рудоотложение происходило вдоль тектонически активных зон сбросов и сдвигов. Послойные срывы вдоль границ песчаников и алевролитов служили проводниками рудообразующих растворов. Как видно из рис. 3, рудоотложение происходило в литифицированных отложениях карбона, перми и триаса. Это подтверждается тем, что руды Мангазейского месторождения практически не содержат свинец из нелитифицированных осадков и

располагаются в поле базальтов, в то время как руды хребта Хуан де Фука и трога Эсканаба образовались при смешивании свинца из базальтов и осадков и характеризуются промежуточными свинцово-изотопными отношениями.

В этот же этап наметилась и вертикальная зональность оруденения Западного Верхоянья (см. рис. 2), выраженная в смене снизу вверх серебро-свинцово-цинковых с сопутствующей оловянной минерализацией руд (Имтанджинское месторождение) серебро-свинцовыми с золотом (Чочимбальское и



Кысыл-Тасское месторождения) и серебряными и серебро-свинцовыми рудами (Мангазейское месторождение). Мангазейское месторождение наименее эродировано и на его глубоких горизонтах следует ожидать появления жил золото-серебряного профиля, которые вскрыты эрозией на участке месторождения Кысыл-Тасское.

Наиболее ранние датировки свинцов в рудных образованиях относятся к месторождениям Чочимбалское — 183 млн. лет, Безымянное — 201 млн. лет и Нижнеэндыбалское — 174 млн. лет (табл. 2). Рудные тела этих месторождений расположены в каменноугольных толщах вблизи границы карбона и перми. Для залегающих стратиграфически выше Мангазейского и Мухалканского месторождений начало рудообразования приходится на 163 и 158 млн. лет соответственно. Максимальная активизация рудообра-

Рис. 1. Геодинамическая схема Восточной Якутии, по Л.М.Парфенову [9], и размещение в ее пределах серебряных, серебросодержащих и месторождений других рудных формаций:

1 — Сибирская платформа; 2 — Верхоянский миегосинклинальный пояс; 3 — островные дуги (АЛ — Алазейская, ХТ — Хетаганская, ОЛ — Олойская, КМ — Кони-Мургальская); 4 — аккреционные клинья (КН — Куларо-Нерский, АГ — Арга-Тасский); 5 — океаническая кора (МН — Мунилканский, РС — Рассошинский, ЮА — Южно-Анжуйский офиолитовые комплексы); 6 — карбонатные платформы (ОМ — Омурская, КТ — Котельная); 7 — терригенный шельф (ВЛ — Вилитский, БР — Березовский, ЧК — Чукотский); 8 — кратоны (ОХ — Охотский, ОН — Омогонский); 9 — вулканические дуги на дневной поверхности (а), под кайнозойскими отложениями (б) (УЯ — Уядино-Ясаченская, ОС — Олой-Святая-Нос); 10 — преддуговые прогибы (ИД — Инъяли-Дебинский, ПС — Полоусный синклиналии); 11 — задуговые бассейны (ИТ — Илин-Тасский антиклинорий); 12 — плитные комплексы; 13 — пояса коллизии гранитоидов (СВ — Северный, ГЛ — Главный, ДН — Дербене-Нельгесинский, ЗВ — Западно-Верхоянский); вулкано-плутонические пояса континентальных окраин: 14 — Удинский, 15 — Охотско-Чукотский; 16 — кайнозойские отложения; 17 — нальви; 18 — сдвиги; месторождения: 19 — плитного комплекса Сибирской платформы, 20 — плитного комплекса в складчатых зонах, смежных с Сибирской платформой, 21 — комплекса карбонатной платформы, 22 — комплекса пассивной континентальной окраины, 23 — комплекса коллизионных образований в поясах гранитоидов и даек, 24 — комплекса активных континентальных окраин и островных дуг; месторождения и рудопроявления: 1 — Аимское, 2 — Уруй, 3 — Сардана, 4 — Перевальное, 5 — Горное, 6 — Право-Каменское, 7 — Слезовское, 8 — Таалское, 9 — Прогноз, 10 — Имтанджинское, 11 — Чочимбалское, 12 — Эндыбалский рудный узел — (Порфиоровое, Мухалканское, Верхнеэндыбалское, Безымянное, Мангазейское), 13 — Кимпиченское, 14 — Звездочка, 15 — Загадка, 16 — Грива, 17 — Ергелинское, 18 — Ночное, 19 — Хачакчанское, 20 — Сентачанское, 21 — Сарылахское, 22 — Альфа, 23 — Тройка, 24 — Зарница, 25 — Менкече, 26 — Алтайское, 27 — Высокогорное, 28 — Хороньское, 29 — Джатонское, 30 — Атунджа, 31 — Нежданниковское, 32 — Юр, 33 — Депутатское, 34 — Укачылканское, 35 — Булатское, 36 — Юбилейное, 37 — Алтинское, 38 — Хастырское, 39 — Эге-Хайское, 40 — Хотон-Хайское, 41 — Улахан-Эгеляхское, 42 — Бургочанское, 43 — Алыс-Хайское, 44 — Илентасское, 45 — Купольное, 46 — Капризное, 47 — Курдатское, 48 — Перевальное, 49 — Якутское, 50 — Аидинское, 51 — Дичек, 52 — Эргеляхское, 53 — Дукатское, 54 — Хотойдохское

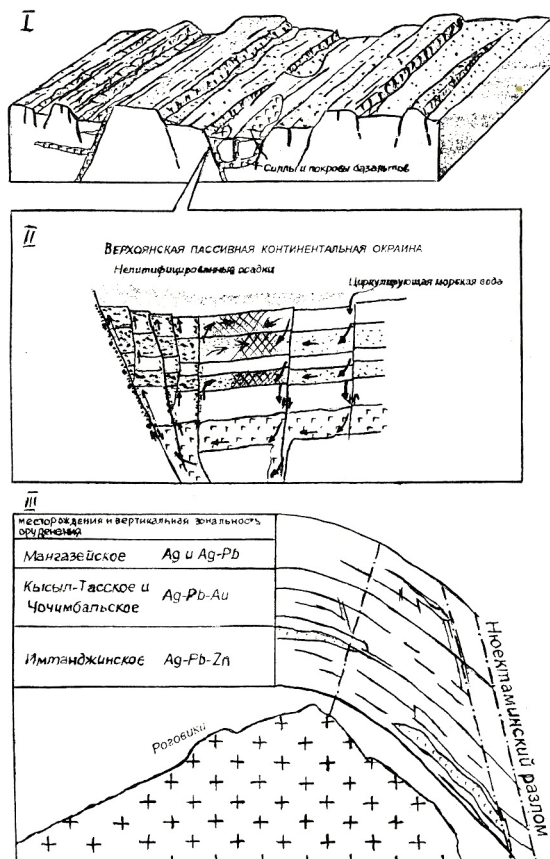


Рис. 2. Этапы формирования серебряных месторождений Западного Верхоянья:

I — девонский рифтогенез, II — гидротермальная деятельность, III — коллизия и складкообразование

зования была, вероятно, в средней юре. В это время (142 млн. лет) начала формироваться рудная зона Васильевская, в которой сосредоточено более 60 % всех ресурсов серебра Мангазейского месторождения. К этому времени уже полностью завершилось рудоотложение на Чочимбалском, Безымянном и Имтанджинском месторождениях.

Третий этап формирования сереборудных месторождений Западного Верхоянья связан с деформационными событиями в результате коллизии Колымо-Омогонского супертеррейна с Сибирским континентом [9, 14]. В этот этап (см. рис. 2) сформирован современный облик месторождений. Складчатые деформации привели к возникновению куполообразной антиклинальной структуры, в восточном крыле которой концентрировалась рудная минерализация. Предшествующий магматизму рост теплового градиента привел к активизации гидротермальной деятельности, что отразилось в новых стадиях рудной минерализации. К этому времени завершился процесс рудообразования на Мангазейском, Мухалканском, Нижнеэндыбалском и Порфиоровом месторождениях (см. табл. 2). Среди тектонических деформаций данного этапа преобладали сбросовые, о чем

3. Геолого-промышленные типы серебряных и серебросодержащих месторождений в различных геодинамических комплексах

Месторождение	Промышленный тип	Морфология рудных тел	Минеральный состав руд*	Содержание Ag в руде, г/т
<i>Месторождения плитных комплексов складчатых зон, смежных с Сибирской платформой</i>				
Сардана, Уруй, Перевальное	Свинцово-цинковый с серебром и германием	Пластообразные и линзовидные залежи в карбонатных толщах венда	1. Сфалерит, галенит, пирит. 2. Клейофан, марказит, арсенопирит. 3. Йорданит, геокронит, цинкенил, грейтонит, гвадалкацарит, артиродит, самородный германий	Главный носитель — сфалерит с содержанием Ag 1—234, реже до 1610
<i>Месторождения комплексов карбонатной платформы</i>				
Слезовское, Горное	Барий-свинцово-цинковый с сопутствующим серебром	Пластовые и линзовидные залежи, гнезда и изометрические столбы в доломитах среднего девона	1. Сфалерит, галенит, барит. 2. Пирит. 3. Бурнонит, буланжерит, блеклая руда, халькопирит, фаматинит, ковеллин	50—150
<i>Месторождения комплексов пассивных континентальных окраин</i>				
Мангазейское**	Серебряный и свинцово-серебряный	Минерализованные зоны и зоны прожилкования, штоковрки, линзовидные, ветвящиеся, пластовые и комбинированные жилы, согласные и субсогласные напластованию песчаников и алевролитов	1. Блеклая руда, пирартирит, диафорит, овихит, галенит. 2. Миартирит, акантит, буланжерит, халькопирит, пирит, сфалерит, арсенопирит, бурнонит. 3. Самородное серебро, анимикит, алларгентум, канфилдит, полибазит, стефанит, фрейеслебенил, касситерит, станнин	774—13 422
Прогноз	Свинцово-цинково-серебряный	Сложные тела неправильной формы, секущие напластования пород	1. Блеклая руда, пирартирит, галенит, сфалерит, пирит. 2. Миартирит, андорит, диафорит, акантит, арсенопирит, станнин. 3. Овихит, стефанит, матильдит, джемсонит, бурнонит, висмутин, антимонит, самородный висмут	500—10 000
Ночное [1]	Свинцово-серебряный с рутью	Секущие линзовидные жилы	В порядке убывания значимости в руде — галенит, буланжерит, сфалерит, блеклая руда, пирартирит, полибазит, самородное серебро, конгсберит, аркверит, бордозит, самородное золото	145—9257
Кавказ	Серебро-сурьмяный	Секущие зоны прожилкования	1. Антимонит, бертьерит. 2, 3. Блеклая руда, электрум, арсенопирит, марказит	100—500
<i>Месторождения в поясах гранитоидов и даек (калциевые образования)</i>				
Менкече [4]	Свинцово-серебряный	Ветвящиеся и линзовидные жилы, приуроченные к внутренним частям Имтачанского разлома	1. Блеклая руда, галенит, сфалерит. 2. Овихит, пирартирит, пирит. 3. Полибазит, стефанит, канфилдит, франкеит, самородное серебро, аргентит, арсенопирит, халькопирит, станнин, джемсонит, бурнонит, буланжерит	250—2100
Купольное [11]	Олово-серебряный и свинцово-серебряный	Минерализованные зоны дробления, линзовидные жилы и зоны прожилкования, рудные столбы	1. Блеклая руда, пирартирит, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит. 2. Миартирит, диафорит. 3. Овихит, окартит, стефанит, франкеит, канфилдит, пирротин, халькопирит, станнин, антимонит, кобальтин, касситерит	432—2710
Булатское	Свинцово-цинково-серебряный	Зоны дробления и прожилкования	1. Галенит, сфалерит. 2. Блеклая руда, буланжерит, бурнонит, пирит, овихит. 3. Пирротин, халькопирит, касситерит, арсенопирит, станнин, франкеит, диафорит, пирартирит, аргентит, самородное серебро	Среднее содержание 976

Зарница	Свинцово-цинково-серебряный	Секущие линзовидные и ветвящиеся жилы	1. Галенит, сфалерит, пирротин, пирит. 2. Станнин, халькопирит, арсенопирит, марматит. 3. Гиллит, диафорит, самородное серебро, пираргирит, блеклая руда, касситерит, вольфрамит, шешлит	То же, 60
Хатысское	Олово-свинцово-серебряный	Зоны дробления неправильной формы	1. Блеклая руда, пираргирит, пирротин, арсенопирит, галенит. 2. Мияргирит, сфалерит, касситерит, пирит. 3. Джемсонит, диафорит, овихит, канфилдит, самородное серебро, электрум	100—500
<i>Месторождения комплексов активных континентальных окраин и островных дуг</i>				
Дукат [5]	Серебряный	Зоны прожилкования, ленточные жилы, рудные столбы	1. Галенит, сфалерит. 2. Пирит, халькопирит, пирротин, клеюфан, акантит. 3. Арсенопирит, фаматинит, блеклая руда, станнин, франкеит, антимонит, кюстелит, электрум, самородное серебро, самородное золото, пираргирит, прустит, штерноберит, стеганит, андорит, шабоахит, гессит, канфилдит, алларгентум, ялпаит, науманит, киноварь, халькостибит	—

* 1 — главные, 2 — второстепенные, 3 — редкие.

** Под Мангазейским понимается единое месторождение, отдельные части которого исторически названы Верхне- и НижнеЭндыбальское, Безымянное, Мангазейское, Мухалканское и Мысовое месторождения.

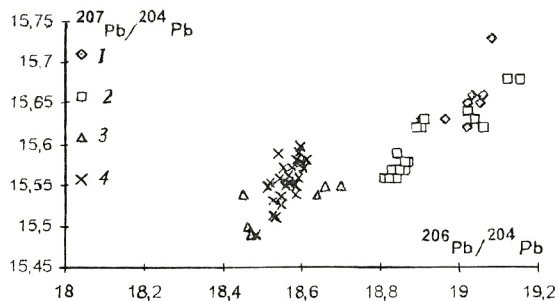


Рис. 3. Диаграмма отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, хребет Хуан де Фука и трог Эсканаба:

1 — нелитифицированные осадки; 2 — сульфиды; 3 — базальты; 4 — Мангазейское месторождение

свидетельствует широкое развитие друзовых текстур руд.

Особенности структуры Мангазейского месторождения. Главным тектоническим нарушением, с активизацией которого связана история развития месторождения, является Нюектаминский разлом с преобладанием существенно сдвиговых деформаций [6]. Зона разрывного нарушения проходит вдоль восточного крыла Эндыбальской антиклинали и поэтому тектоническая активизация Нюектаминского сдвига самым непосредственным образом влияла на формирование структуры рудного поля. По ориентировке штриховок на зеркалах скольжения перемещения по этому сдвигу носили левосторонний характер.

Не менее важную роль в формировании структуры рудного поля играет генетически связанная с Нюектаминским сдвигом сдвиговая зона Граничная. Она имеет субдолготное простираение, мощность 50—70 м, является секущей по отношению к вмещающим породам, характер сдвигов преимущественно правосторонний.

Практически все основные сереборудные жилы Мангазейского месторождения сосредоточены между Нюектаминским и Граничным сдвигами. Кинематическая позиция области, расположенной между двумя сдвиговыми зонами с противоположными азимутами падения (рис. 4, 5), соответствует растяжению. Внутри этой области наблюдаются многочисленные пластовые срывы, которые характеризуют сбросовый, взбросовый, сбросо-сдвиговый и надвиговый типы тектонических деформаций. В целом структура Мангазейского месторождения соответствует модели строения сдвиговых зон, в которых по мере удаления от главного сдвига кинематика вторичных разрывных нарушений закономерно изменяется к сбросам и надвигам.

По данным авторов, в порядке убывания значимости выделяется несколько структурных типов месторождений серебра.

Зоны прожилкования — Васильевская и сближенная с ней сопутствующая жила, занимающая литологический уровень рудной зоны Михайловская, связаны с будинированным пластом песчаника. Структура прослеживается по простираению более чем на 4 км.

С юга на север в ней отмечается смена чисто серебряных руд свинцово-серебряными. Начало рудоотложения было синхронно сдвиговым деформациям и продолжалось после смены их сбросовыми.

Линейные штокерки Нижнеэндыбальского месторождения и рудной зоны Стержневая. Для этих структурных типов установлено сочетание секущих рудоподводящих структур сбросовой и сбросо-сдвиговой кинематики и многочисленных субсогласных рудораспределяющих срывов надвиговой и взбросовой кинематики. Распространены структуры «дуплекс» и «пальмовое дерево», в которых наблюдается увеличение мощности рудных тел.

Комбинированные жилы Мухалканского месторождения. Выявлено сочетание секущих минерализованных зон дробления и оперяющих согласных линзовидных жил.

Пластовые и субпластовые жилы Безымян-

ного месторождения. Рудные тела приурочены к зонам пологих надвигов.

Кроме указанных структурных типов, обнаружена региональная рудоподводящая структура, являющаяся фрагментом Ньюктаминского сдвига. По отношению ко всем типам рудных тел она имеет более крутые углы падения. Местами в ней отмечается серебряная и серебро-свинцовая минерализация.

Тектонические следствия активизации Ньюктаминского сдвига проявились в формировании структурного парагенезиса сдвиг—

2. Отношения изотопов свинца и ураногенный возраст (модель Амова) сереброрудных месторождений Западного Верхоянья

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Tu
<i>Имтанджинское месторождение</i>			
18,568	15,571	38,690	146
18,543	15,559	38,713	163
<i>Чочимбальское месторождение</i>			
18,553	15,571	38,695	156
18,514	15,549	38,674	181
18,519	15,553	38,689	178
18,511	15,549	38,671	183
18,516	15,548	38,662	179
<i>Порфиоровое месторождение</i>			
18,556	15,550	38,745	155
18,583	15,556	38,834	150
18,552	15,565	38,718	157
18,602	15,571	38,727	126
18,580	15,551	38,650	140
18,542	15,531	38,734	164
18,570	15,562	38,685	146
18,582	15,572	38,794	138
18,587	15,572	38,704	135
18,586	15,539	38,700	137
<i>Нижнеэндыбальское месторождение</i>			
18,592	15,598	38,762	129
18,588	15,592	38,792	133
18,537	15,589	38,657	164
18,527	15,513	38,534	174
<i>Безымянное месторождение</i>			
18,544	15,534	38,717	163
18,526	15,532	38,575	174
18,534	15,511	38,592	169
18,563	15,553	38,677	151
18,480	15,490	38,507	201
<i>Мангазейское месторождение</i>			
18,577	15,551	38,704	142
18,550	15,528	38,491	159
18,544	15,538	38,568	163
18,580	15,582	38,762	138
<i>Мухалканское месторождение</i>			
18,590	15,559	38,630	134
18,612	15,581	38,714	119
18,551	15,538	38,548	158

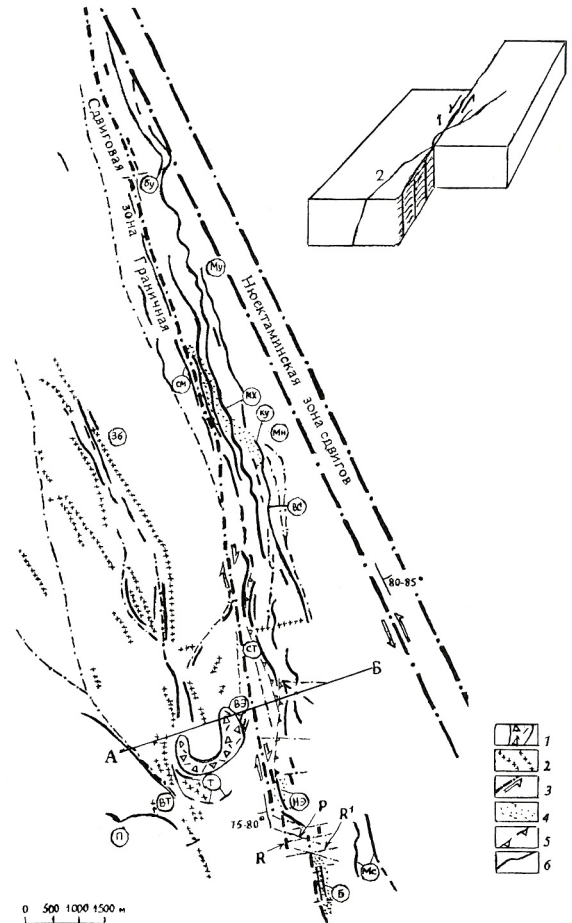


Рис. 4. Структурная модель Эндыбальского рудного узла в зоне растяжения между левосторонним сдвигом Ньюктаминского разлома и правосторонним сдвигом зоны Граничная:

1 — эруптивная брекчия Эндыбальской трубки взрыва; 2 — дайки кварцевых порфиров; 3 — зоны сдвиговых дислокаций и направление смещений; 4 — зоны растяжения и сбросов; 5 — надвиги и послонные срывы; 6 — рудные тела; месторождения: Бу — Бурное, Му — Мухалканское, Зб — Забытое, Мн — Мангазейское, ВЭ — Верхнеэндыбальское, НЭ — Нижнеэндыбальское, Т — Трубка, П — Порфиоровое, Б — Безымянное, Мс — Мысовое; рудные зоны: см — Семеновская, мх — Михайловская, ку — Кузьминская, вс — Васильевская, ст — Стержневая, вт — Вертикальная; R и R¹ — синтетические и антитетические сколы Риделя; P — вторичные синтетические сколы; на вставке модель сдвиговой зоны (по R.D.Hatcher [13]) — таким образом могла быть сформирована структура сопряжения Ньюктаминского сдвига (1) и зоны Граничная (2)

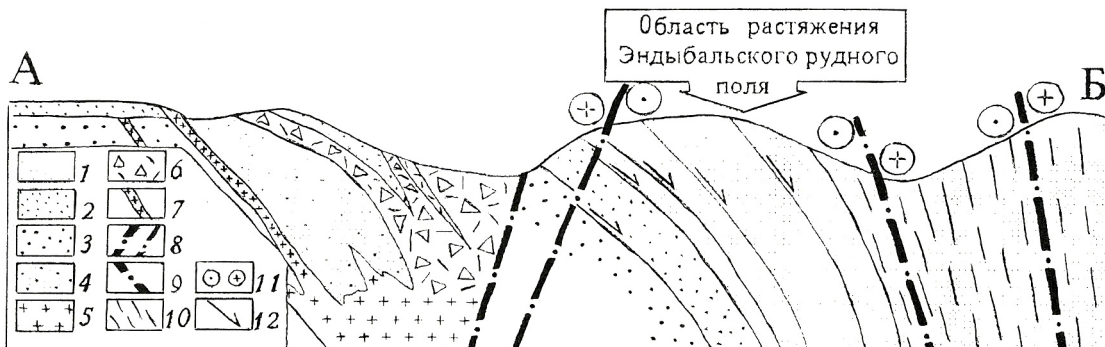


Рис 5. Структурно-кинематическая схема строения центральной части Эндыбальского рудного поля:

1 — мелкозернистый песчаник, алевропесчаник; 2 — среднезернистый песчаник; 3 — крупнозернистый песчаник; 4 — ороговикованный песчаник; 5 — нескрытый шток кварцевых порфиров; 6 — эруптивная брекчия; 7 — дайки кварцевых порфиров; 8 — сдвиги зоны Граничная; 9 — сдвиги Ньюктаминского разлома; 10 — зоны расщеливания Ньюктаминского сдвига; 11 — направления движения по сдвигам; 12 — сбросы в области растяжения Эндыбальского рудного поля; геологический разрез по линии А—Б см. рис. 4

сброс—надвиг, с которым связывается структурная зональность Мангазейского месторождения. Установлена смена чисто серебряных руд в зонах сдвигов на свинцово-серебряные в зонах сбросов и на свинцово-цинково-серебряные в зонах надвигов.

Прогнозирование месторождений серебра. Исследования изотопии свинца и анализ полученных данных позволяют выделить главные параметры свинцово-изотопных систематик богатых на серебро месторождений, которые могут быть использованы в качестве критериев для прогнозной оценки. Совокупность этих параметров определяет изотопно-модельный образ руд, описываемый следующими типизотопными и модельными параметрами:

$$\begin{aligned}^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= 18,460 \div 18,640; \\ ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= 0,836 \div 0,841; \\ ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} &= 38,400 \div 38,840.\end{aligned}$$

Значения T_{th} по моделям Стейси и Амова отрицательные, значения T_u по модели Стейси также отрицательные или аномально юные.

Торогенный возраст по модели Амова может служить индикатором промышленной (ресурсовой) значимости руд месторождений серебра, оценка которой может быть получена при использовании зависимости ресурсов серебра от торогенного возраста (рис. 6; табл. 4).

Таким образом, нами выделяется источник

рудообразующих растворов как главный фактор, определяющий масштабы серебряной минерализации. Это хорошо объясняет известный факт, что при одинаковом или близком минеральном составе руд месторождения имеют совершенно разные ресурсы серебра: уникальные — Мангазейское; крупные — Прогноз; средние — Купольное, Менкече, Булатское; мелкие — Ночное, Хачакчанское.

На основании изложенного к первой категории по перспективам можно отнести серебро-свинцовые жилы Чочимбальского и Имтанджинского месторождений, образующих в совокупности с Мангазейским единую

4. Прогнозируемые ресурсы неразведанных серебряных месторождений Якутии

Месторождение	T_{th} по Амову	Ag, тыс. т
Чочимбальское	-42	> 17 000
Имтанджинское	-34	> 15 000
Капризное	17	Около 3000
Якутское	49	Около 2000
Ночное	158	< 1000
Хачакчанское	210	< 700

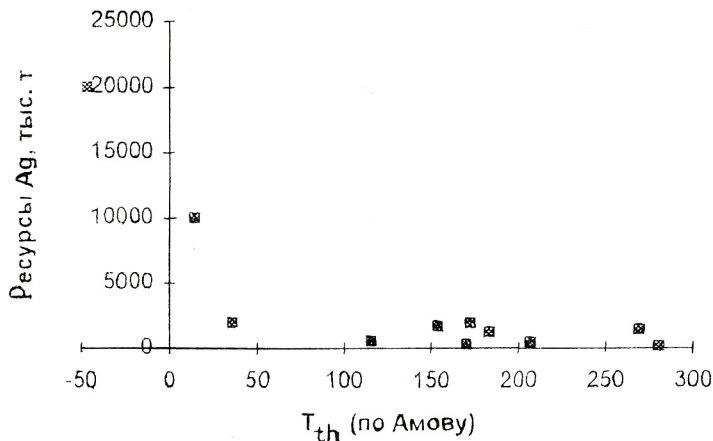


Рис. 6. Диаграмма зависимости ресурсов серебра серебряных месторождений Якутии от торогенного возраста свинца по модели Амова

сереброрудную зону, ресурсы серебра которой не имеют мировых аналогов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабич А.П., Крылова В.В., Тихомиров А.В.* Новый тип серебросодержащих руд Восточного Верхояния // *Руды и металлы*. 1993. № 3—6. С. 65—72.
2. *Борисенко А.С., Павлова Г.Г.* и др. Серебро-сурьмяная рудная формация. Ч. 1. Геология, минералогия, эндогенная зональность оруденения. — Новосибирск: Наука, 1992.
3. *Ивсенс Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г.* Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. — Новосибирск: Наука, 1975.
4. *Индалев Л.Н., Невойса Г.Г.* Серебро-свинцовые месторождения Якутии. — Новосибирск: Наука, 1972.
5. *Константинов М.М., Калинин А.И.* и др. Золото-серебряное месторождение Дукат // *Геология рудных месторождений*. 1995. № 4. С. 317—334.
6. *Костин А.В., Шошин В.В., Рабандиров Ю.Т.* Самородное серебро серебро-свинцовых месторождений Эндыбальского рудного узла // *Геология и геофизика*. 1995. № 9. С. 58—65.
7. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. — М.: Недра, 1964.
8. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1984.
9. *Парфенов Л.М.* Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // *Тихоокеанская геология*. 1995. № 6.
10. *Структура* и эволюция земной коры Якутии / Коллектив авторов. — М.: Наука, 1985.
11. *Филимонов Ю.А., Сулейманов А.М.* Структурный контроль серебряного оруденения в Верхне-Тарынском рудном узле // *Отечественная геология*. 1994. № 8. С. 17—24.
12. *Goodfellow W.D., Franklin J.M.* Geology, Mineralogy and Chemistry of Sediment-Hosted Clastic Massive Sulfides in Shallow Cores, Middle Valley, Northern Juan de Fuca Ridge // *Econ. Geology*. 1993. Vol. 88. P. 2037—2068.
13. *Hatcher R.D.* Structural Geology. Principles, Concepts and Problems // Merrill Publishing Company. Columbus. Ohio. 1990.
14. *Parfenov L.M.* Accretionary History of Northeast Asia // 1992 Proceedings International Conference on Arctic Margins, Alaska, Anchorage. 1992. P. 183—188.
15. *Zierenberg R.A., Koski R.A.* et al. Genesis of Massive Sulfide Deposits on a Sediment-Covered Spreading Center, Escanaba Trough, Southern Gorda Ridge // *Econ. Geology*. 1993. Vol. 88. P. 2069—2098.

УДК 553.411(571.56)

© В.Г.Ветлужских, А.А.Ким, 1997

Геолого-промышленные типы золоторудных месторождений Южной Якутии

В.Г.ВЕТЛУЖСКИХ («ГГП Южякутгеология»), А.А.КИМ (Якутский институт геологических наук СО РАН)

Южная Якутия — один из главных золотодобывающих регионов России, сырьевую базу которого составляют россыпные и золоторудные месторождения (рисунок). Последние известны в Центральном-Алданском золотом районе: в 30—40-х годах здесь открыты и разведаны коренные месторождения золота Лебединского рудного узла (Лебединое, Колтыкон, Самодумовское); в 50—60-х годах — группа «курахахских» месторождений (Боковое, Центральное, Порфиновое, Дэлбэ и др.); в 70—90-е годы выявлены и разведываются Рябиновое и Лунное месторождения золота. На крайнем юге Южной Якутии известны обширные перспективные площади с многочисленными слабоизученными золоторудными проявлениями.

Для прогнозирования новых золоторудных месторождений в Южной Якутии выполнены прогнозно-металлогенические исследования, включающие систематику геолого-промышленных типов золоторудных месторождений и рудопроявлений Южной Якутии с месторождениями золота мира, анализ закономерностей локализации оруденения разных типов — с учетом признаков зарубежных эталонных месторождений. Исследования проведены авторами в 1994—1996 гг. как раздел крупного обобщения по геолого-промышленным типам месторождений золота мира и Якутии, выполненного по договору с Геолкомом Республики в Якутском институте геологических наук СО РАН (под руководством В.М.Суплецова).

В настоящей работе решение проблемы

прогнозирования увязывается с выделением геолого-промышленных типов месторождений золота, которые определены как совокупности однотипных месторождений, характеризующихся сходством геологической позиции и близкими геолого-экономическими показателями [3]. Для большинства выделенных геолого-промышленных типов установлены наиболее изученные месторождения-эталоны (Карлин, Ледвилл, Норсмен, Тарква) для оценки перспективности геологических позиций и возможных параметров предполагаемых новых месторождений (продуктивности и других характеристик). Для Рябинового и Лунного месторождений такие аналоги за рубежом не выявлены, сами они не настолько представительны, чтобы быть эталонами по продуктивности и критериям прогнозирования, в связи с чем их перспективность остается неопределенной (табл. 1).

Золоторудные месторождения и рудопроявления Южной Якутии охарактеризованы работами Ю.А. Билибина, А.Н. Бахвалова, Н.В. Петровской, А.Н. Фасталовича, Г.М. Азанова, В.Г. Ветлужских, Е.Е. Захарова, Н.С. Игумновой, А.Н. Казаринова, В.В. Карелина, А.А. Ким, В.С. Когена, А.Я. Кочеткова, А.Ф. Кытахова, С.М. Нейзлера, С.Н. Николаева, Г.Н. Пилипенко, А.Н. Угрюмова, Ар.Н. Угрюмова, С.В. Яблоковой и др. Обобщены разведочные отчеты экспедиций Якутгеологии, Приленгеологии, материалы исследований Якутского института геологических наук СО РАН. Данные по месторождениям золота мира вместе

со ссылками на зарубежных исследователей взяты из известных сводных работ [2, 6, 7], а также из диссертации А.Н. Угрюмова [5].

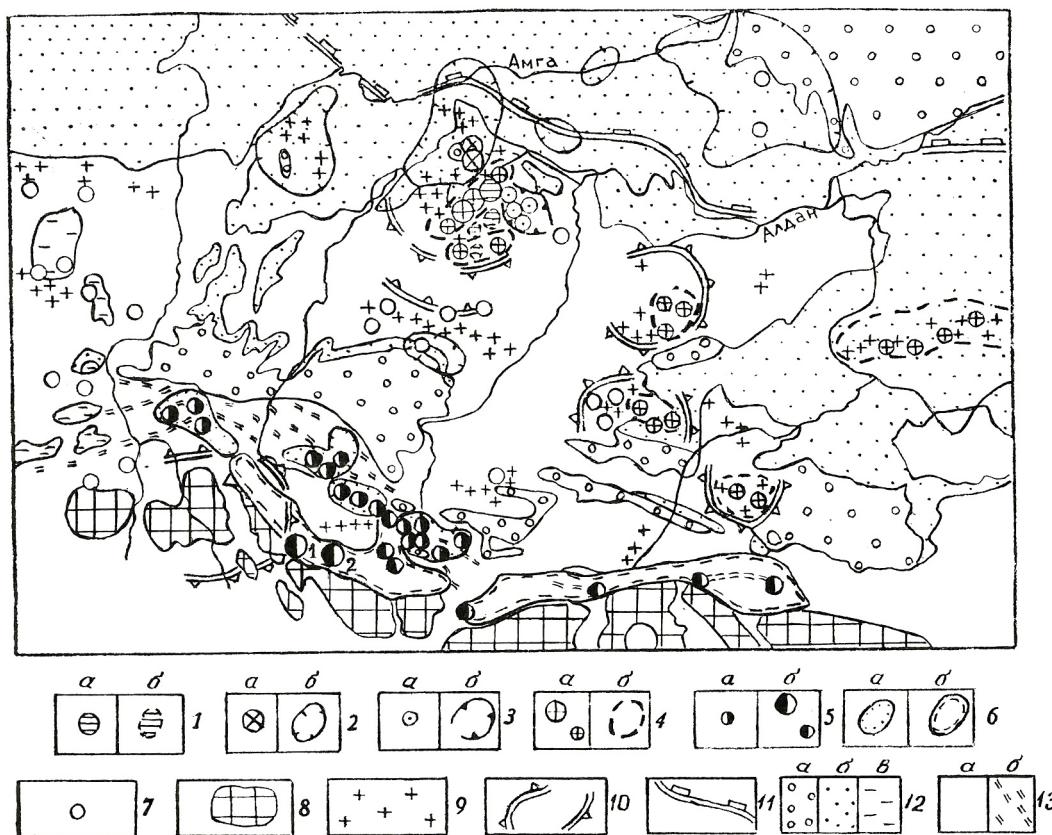
В дополнение к характеристикам геолого-промышленных типов месторождений приведем следующие данные.

К золото-порфировому (золото-медно-порфировому) типу относится Рябиновое месторождение — мелкое по запасам, но со значительными прогнозными ресурсами. Содержание золота — до 15,8 г/т, при бортовом 1 г/т. Сопутствующее оруденение — слабое медное и весьма слабое молибденовое. Свободное золото составляет 58 %. Месторождение пригодно для карьерной отработки.

Рудные тела — штокверк и зоны прожилково-вкрапленного оруденения, локализованные в мезозойском вулканоплутоне щелочно-сиенитового состава (Рябиновском

массиве). Руды вмещаюся зонами разрывов (СВ простираия), в пределах которых до-рудные мезозойские ортоклазиты и сиениты в предрудный-рудный этапы подверглись брекчированию и трещиноватости, рассече-ны неким щелочных пикритов и дайками базальтоидов, минетт, щелочных сиенитов. Проявлена интенсивная серицитизация, микроклинизация, пиритизация, карбонати-зация (анкерит). Особенно интенсивная тре-щиноватость и вкрапленная золоторудная минерализация сформировались в пластовых телах крупнокристаллических (пегматоид-ных) ортоклазитов. Мощности рудных тел 1—20 м, падение крутое (30—50°).

Месторождение содержит пирит, халько-пирит, борнит, кроме того в руде постоянно присутствуют микролин, серицит, эгирин. Золотые руды характеризуются наличием



Размещение месторождений, рудопроявлений и перспективных площадей важнейших геолого-промышленных типов золота в пределах Алдано-Становой золотоносной провинции:

типы оруденения: 1 — золото-медно-порфировый (*a* — месторождение Рябиновое, *b* — перспективные площади), 2 — золото-малосульфидный стратонидных вкрапленных залежей (*a* — месторождения Куранахского рудного узла, *b* — перспективные площади), 3 — золото-урановый (*a* — мелкие месторождения и рудопроявления, *b* — перспективные площади), 4 — золото-сульфидные залежи (*a* — месторождения и рудопроявления Лебединского рудного узла, *b* — перспективные площади), 5 — месторождения и рудопроявления Северо-Станового шва (*a* — золото-малосульфидно-кварцевый тип, *b* — рудопроявления), 6 — перспективные площади Северо-Станового шва (*a* — с золото-малосульфидно-кварцевым, *b* — с золото-серебряным вулканогенным типом оруденения), 7 — рудопроявления неустановленного типа; мезозойский магматизм и тектоника (юра-мел): 8 — гранитоидные плутоны Станового пояса, 9 — ареалы магматизма на алданском щите (щелочного, среднего, умеренно кислого), 10 — тектоно-магматические структуры (преимущественно сводоблоковые и блоковые поднятия), 11 — предполагаемая северная граница интенсивной мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита; формации рудовмещающих пород: 12 — платформенного чехла (*a* — терригенные, юрско-меловые, *b* — карбонатные, терригенно-карбонатные, рифей-кембрий, *c* — терригенные, нижний протерозой), 13 — докембрийского фундамента (*a* — метаморфические, нижний и верхний архей, *b* — диафорические, краевых швов, верхний архей-протерозой); предположительно вулканогенные золото-серебряные месторождения: 1 — Бамское, 2 — Алсакан

1. Геолого-промышленные типы месторождений золота Южной Якутии

Характеристики типовых (эталонных) месторождений	Вкрапленные типы орудеения		Прокилково-вкрапленные типы орудеения		Золото малосульфидно-кварцевый тип	Золотовосные конгломераты
	Золото-порфировый (золото-медно-порфировый)	Золото-малосульфидный стратовидных вкрапленных залежей	Золото-сульфидных жил и залежей	Золото-урановый		
Месторождения золота Южной Якутии и их аналоги (типовые-эталонные)	Рябиновое	Куранахские месторождения: Боковое, Центральное, Порфировое, Дэлбэ. Аналоги: Карпин, Кендолл, Кортез, Голд-Акрет и др. (США). Эталон — Карпин	Лебединое, Колтыкон, Самодумовское. Аналоги: Ледвилл, Джулит, Гитиен, Парксити, Или, Юрико и др. (США). Эталон — Ледвилл	Лунное	Рудопроявления в краевом шве Алданского щита и Становой области. Аналоги: Коң, Рикон, Неус, Пгорниган, Керр-Эдисон и др. (США); Норсмен (Западная Австралия). Эталон — Норсмен	Рудопроявления в южных и восточных окраинных частях Алданского щита. Аналог — Тарква (Гана). Эталон — Тарква
Вмещающие комплекс пород	Массивы щелочных сиенитов мезозоя	Активизированные толщи карбонатных пород протерозоя-палеозоя	Активизированные толщи карбонатных пород протерозоя-палеозоя (низы платформенного чехла)	Активизированная толща тнейсов архейского фундамента	Активизированные толщи амфиболовых кристаллических сланцев и амфиболитов архейского фундамента	Активизированные терригенные толщи венда-протерозоя
Основные промышленные типы руд	Золотой, со свободным и тонкодисперсным золотом	Золотой, со свободным и тонкодисперсным золотом	Золотой, со свободным и тонкодисперсным золотом	Золото-урановый, с тонкодисперсным золотом	Золотой, со свободным и тонкодисперсным золотом	Золотой легкообогащаемый со свободным золотом
Средние содержания золота, г/т	0,2—20	1—15	До десятков и сотен	2,6	12	10
Au/Ag	1:1,5	10:1	5:1—10:1	1:5	1:1 — 5:1	—
Геохимические ассоциации элементов	Au Ag Cu Mo Pb	Au Ag As W Cu Mo Pb Zn	Au Ag Cu Pb Zn Mo Bi As	Au Ag U Mo	Au (U Ag Ir Os)	Au (U Ag Ir Os)
Сульфидность руд, %	1—10	3—10	< 45	3—10	2—3	< 1
Форма и параметры рудных тел, м:	Изометрические штоковые порфировых руд, жильные зоны m — 1—20 h — 1000	Залежи: m — 1,5—30 h — 1500 и более	Залежи: m — 30 h — 800 Жилы: m — 10—15 h — 2000 и более	Крупноподпадающие зоны: m — 10—30 h — 100—1000	Жильные зоны, залежи: m — 10—30 h — 1500—3000	Слои — до 3 м. Общая мощность продуктивной пачки — 30—90 м
Продуктивность, т	?	> 100	90	?	> 120	200

примеси Cu, Mo, Bi, Pb. Различаются две минеральные ассоциации оруденения: золото-пиритовая (скопления и прожилки пирита с тонкодисперсным золотом) и золото-полисульфидная (вкрапленность и прожилки с жильным кальцитом и кварцем, цементирующие брекчированные метасоматиты с халькопиритом, борнитом, пирротинном, реже сфалеритом и галенитом, с видимым золотом). Золото-полисульфидная минерализация преобладает в контурах промышленных руд, золото-пиритовая — в надрудных горизонтах. В подрудных горизонтах развита борнитовая минерализация, где золота мало, но иногда обнаруживаются повышенные содержания серебра (включения в борните). Видимые выделения золота (0,01—3 мм) описаны в сульфидах и в сростании с жильными минералами. Формы золотин — каплевидные, амебообразные, сложнокомковатые; нередко кристаллы — октаэдры, комбинации куба и октаэдра. Пробность 910—935, имеются каймы низкой пробы (630—750). Примеси в золоте: Cu, Fe, Pb; реже — Te, Sn, Hg.

Золото-малосульфидный тип стратоидных вкрапленных залежей включает месторождения Куранахского рудного узла. Это месторождения с большими запасами и относительно невысокими содержаниями (бортовое 1 г/т, среднее — первые граммы на тонну). Руды мелкозалегающие, рыхлые, со свободным золотом.

Месторождения приурочены к выходам толщи доломитов и известняков нижнего кембрия, к субгоризонтальной зоне контакта нижнекембрийской толщи и вышезалегающей мало мощной (0—100 м) толщи нижнеюрских песчаников. Рудовмещающими породами зоны контакта в основном являлись отложения предюрской коры выветривания и юрские песчаники. Эта межформационная слоистая толща в предрудный и рудный этапы интенсивно дислоцирована с образованием серий блоков и межблоковых субмеридиональных разрывов с меловыми дайками минетт и бостонитов, что определило размеры рудных тел, их форму и внутреннее строение. Рудные тела, лентообразной в плане формы, протягиваются вдоль тектонических зон с меловыми дайками на расстояние до первых километров при ширине лент в десятки метров. В разрезе мощность рудных залежей — первые метры, редко — первые десятки метров.

Глубина зоны окисления на куранахских месторождениях — 40—60 м, по отдельным тектоническим зонам достигает 200 м. Вследствие этого рудные образования и вмещающие породы повсеместно превращены в краснобурую массу, сложенную глиной, песком, обломками кварц-лимонитовых руд, окварцованных песчаников и известняков. Вблизи месторождений находятся россыпи золота.

Первичные золотые руды куранахских месторождений малосульфидные: пирит (3—20 %), халькопирит, пирротин, сфалерит, арсенопирит, теллулаты. В рудах наиболее распространено золото дисперсное (менее 0,05 мм), отмечено мелкое золото — от 0,25

до 4 мм. Распространено гипергенное золото. Пробность золота: первичного в пирите — 900—970; свободного — 700—885; гипергенного — 873—973. Околорудные изменения пород: калишпатизация, окварцевание, пиритизация (лимонитизация), аргиллизация.

Эталонным для всей группы месторождений золото-сульфидного типа стратоидных вкрапленных залежей следует считать наиболее изученное месторождение Карлин с продуктивностью около 110 т золота. Оно находится в области мезо-кайнозойской тектономагматической активизации миогеосинклинали Кордильер и прилегающей части Северо-Американской платформы, в одном из линейных северо-восточных поясов активизации. Оруденение вмещает карбонатная толща кембрия — девона общей мощностью более 1650 м, перекрытая по надвигу толщей кремнистых сланцев ордовика. Продуктивная золотоносность приурочена к формации силлура (Роберт Маунтин) — тонкослоистых доломитов и глинистых алевролитов мощностью 50 м, залегающих моноклинально под углом не более 30°.

Важнейшие признаки оруденения — литологический, магматический и структурный [2, 5]. Благоприятна слоистая вмещающая толща преимущественно карбонатных пород. Отмечается большая роль углеродистого вещества в осаждении золота, а также секущих тектонических нарушений и даек кварцевых порфиров. Приуроченность оруденения к контакту карбонатной толщи и надрудных кремнистых сланцев, вероятно, обусловлена его экранирующим воздействием вследствие резкого отличия контактирующих толщ по составу и физическим свойствам. Золоторудные поля месторождения Карлин пространственно сопряжены с палеоген-неогеновыми и меловыми интрузиями монзонит-гранодиоритовой серии, нормальной и повышенной калиевой щелочности: штоками риолитов, силлами и дайками кварцевых диоритов, дацитов, латитов, щелочных базитов. Имеются покровы риолитов, объем которых не велик. Структурный тип рудных полей — линейный, с участием даек, силлов, штоков.

Околорудные изменения: гидротермально-метасоматическое окварцевание (джаспероидизация) — ранняя и главная стадии минерализации, карбонатные прожилки — поздняя.

Руды золото-пирит-гидрослюдисто-кварц-карбонатные. Жильные минералы: кварц, кальцит, доломит, иллит, барит, углеродистое вещество, флюорит, франк-диксонит; рудные — пирит, золото, реалгар, антимонит, мышьяк самородный, иорданит, сфалерит, теннатит, алснит, киноварь. Сульфиды в основном окислены. Различают пять главных минеральных типов руд (главным образом по содержанию кремнекислоты): нормальный, углеродистый, мышьяковистый, пиритовый, кремнистый, которые имеют различное содержание $C_{орг}$ и золота. Сульфидность руд — 3—10 %. Типоморфные элементы: Au, Ag, Sb, As, Hg, Tl, Ba, F. Отношение Au:Ag — 10:1 и более.

Содержание золота в рудах — 1—15 г/т (до 93 г/т), серебра — до 2 г/т. Золото субмикроскопическое и микроскопическое. Первое имеет овальные очертания частиц (менее $5 \cdot 10^6$ м), связано с иллитовыми минералами, входит в состав тонких пленок с Hg, As, Sb и Tl на зернах пирита; образует включения в реальгаре и самородном мышьяке. Второе (0,005–0,0005 мм) — развивается по краям обломочных кварцевых зерен и по трещинам внутри них; в виде рассеянной вкрапленности встречается в глинистой массе (округлые и овальные очертания).

Рудные тела — согласные плитообразные залежи. Главное рудное тело имеет размеры $1500 \times 600 \times (1,5 \div 30)$ м. Залежи мелкокрапленного характера, с большими запасами и относительно бедным содержанием. Вертикальный диапазон оруденения, по-видимому, ограничивается мощностью продуктивного горизонта. Зональность оруденения не выражена.

В пределах рудных полей имеются россыпи золота. Зона окисления руд развита на глубине 100—150 м; при окислении уменьшается плотность руд, образуются гидроксиды железа и марганца, вторичное золото.

Геолого-промышленный тип золото-сульфидных жил и залежей объединяет месторождения Лебединского рудного узла, на которых известны многочисленные рудные тела, небольшие по размерам и запасам, с относительно высоким содержанием золота, очень сложной морфологии.

Месторождения находятся в Центрально-Алданском тектоно-магматическом узле, в сводовом поднятии с высоким фундаментом и маломощным чехлом. Оруденение Лебединского узла размещено в низах доломитовой толщи венда — нижнего кембрия, вблизи архейского кристаллического фундамента. Общая мощность чехла на месторождениях достигает 200 м. Рудные залежи распространены на глубине 0—140 м над уровнем фундамента, продуктивными являются горизонты 0—20, 30—65, 75—100, 110—113 и 135—140 м.

Рудные тела: залежи, жилы, зоны вкрапленной минерализации. Всего известно более 300 жил и 130 залежей. Протяженность рудных тел колеблется от нескольких десятков и сотен метров до первых километров, мощность — от нескольких сантиметров до 2 м и более. Размещающаяся в единой субгоризонтальной зоне разрывных дислокаций вблизи поверхности фундамента, жилы и залежи локализуются в секущих межблоковых разрывах осадочной толщи и в сопряженных с ними прослоинных разрывных нарушениях. Часто залежи находятся на контактах осадочных пород и силлов, а также вблизи контактов штоков, лакколлитов, даек сиенитов и базитов юры — мела. Значительные скопления рудных тел отмечены вокруг лакколлитов и штоков, вдоль зон межблоковых ступенчато-флексурных дислокаций.

Околорудные изменения: ранняя карбонатизация (анкерит), окварцевание, поздняя карбонатизация (кальцит). Рудные минера-

лы: пирит, пирротин, халькопирит, галенит, гематит, магнетит; редко встречаются — сфалерит, тетраэдрит, киноварь, самородный висмут, золото, серебро. Обычно выделяются минеральные типы руд: карбонат-пирит-кварцевый, гематит-пирит-кварцевый, пирит-кварцевый, кварц-полисульфидный. Значительная часть золота находится в сульфиде. Содержание последних составляет в среднем 20—40 %. Руды обычно окисленные и полуокисленные. В зоне окисления основные минералы: гетит, гидрогетит, ковеллин, малахит, азурит, церуссит, псиломелан. Золото мелкое: —0,01—0,1 мм (до 0,5—2,5 мм). Пробность 770—800, 850—950. Вблизи месторождений и в их пределах известны многочисленные богатые россыпи золота.

Эталонное месторождение — Ледвилл (Колорадо, США) с продуктивностью более 90 т размещено в области мезо-кайнозойской активизации Северо-Американской платформы, в линейной зоне горстовых блоков фундамента, внутри трансформного мегасвода.

Вмещающая толща (около 900 м) — чехол карбонатных и терригенных пород, кварцитов. Слоистая толща имеет моноклиналиное залегание (углы 10 — 30° и более), прорвана штоками, дайками и силлами позднемелового-неогенового возраста. Руды локализованы в толще доломитов и песчанистых доломитов (кембрия-карбона) мощностью 105 м. В основании толщи залегает пласт кварцитов (30 м), ниже — гранитогнейсовый фундамент докембрия.

Главные признаки оруденения: литологический, структурный, магматический. Благоприятен карбонатный состав вмещающих пород — для циркуляции гидротермальных растворов, замещения и рудоотложения. Месторождение тяготеет к малым интрузиям (штокам, силлам, дайкам) и дифференцированным покровам мондонитового и гранодиоритового состава. Оруденение контролируют крутопадающие (рудоподводящие) и полойные (рудолокализирующие) тектонические нарушения, экранирующие поверхность контактов осадочных пород и силлов. Структурный тип рудных полей — центральный, с участием в структуре магматических штоков.

Околорудные изменения: карбонатизация — (ранняя рудная стадия); гидротермально-метасоматическое окварцевание — джаспероидизация — (главная стадия); карбонатные прожилки — (поздняя стадия). Типоморфные элементы: Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo, (Bi, As).

Жильные минералы: волластонит, серпентин, сидерит, марганосидерит, кальцит, марганокальцит, анкерит, доломит, кварц, барит; рудные — магнетит, гематит, пирит, арсенопирит, халькопирит, теннатит, галенит, галеновисмутин, аргентит, гессит, золото. Различаются минеральные типы руд: волластонит-серпентин-гематит-магнетитовый, кварц-халькопирит-пиритовый, марганосидерит-кварц-халькопирит-сфалерит-пиритовый, анкерит-доломит-кальцит-борнит-галенит-сфалеритовый. Преобладают умеренно суль-

фидные руды (15—45 % сульфидов). Содержание золота в рудах от 0,9 до 100 г/т. Золото мелкое. Отношение Au:Ag 10:1 — 5:1.

Рудные тела: залежи (пластовые сложные, согласные и грубоогласные, трубообразные и неправильных форм), крутопадающие жилы. Самые крупные залежи имеют размеры 600 × 240 × 60 м. Жилы редко прослеживаются более чем на 1300—1600 м и до глубины 120—160 м при мощности 12—13 м. Вблизи месторождения известны золотые россыпи.

Золото-урановый геолого-промышленный тип (месторождение Лунное, рудопроявление Оценочное и др.) выделяется ввиду весьма существенных отличий геологического строения и состава руд названных объектов от расположенных в непосредственной близости месторождений более представительных типов (лебединской и куранахской групп, Рябинового месторождения).

Оруденение локализовано в породах кристаллического фундамента в крупной долгоживущей горстовой структуре (Эльконский горст), в узлах и зонах мезозойской тектономагматической активизации. Золотое оруденение сопровождается пространственно и генетически ассоциирующейся с ним серебряной и урановой минерализацией. На отдельных участках руды комплексные — золото-урановые с серебром. Месторождение оценено на глубину до 100 м, хотя оруденение распространено до 500 м и глубже не выклинивается.

Рудоносными являются протяженные зоны милонитов, бластомилонитов, бласто-катаклизмов докембрийского заложения, активизированные в эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации (зоны Федоровская, Звездная и др.). Протерозойские (?) гидротермалиты — метасоматиты в этих зонах (фации зеленых сланцев, эпидот-хлорит-альбитовой стадии) не золотоносны, так же как не содержат золота и широко развитые здесь пириты. Золотое оруденение устанавливается в наложенных швах брекчий, микробрекчий и катаклизмов, выполненных калишпат-пирит-карбонатными метасоматитами мезозойского возраста (пирит-адуляровой и пирит-карбонатной ассоциаций). Важное значение имеют метасоматиты флюорит-карбонат-кварцевой стадии (кварцевые, флюорит-карбонатные прожилки, брекчии с кварцевым цементом), с которыми, по данным Г.Н.Пилипенко (1993), связано формирование высоких концентраций металлов — со свободным золотом и серебром.

Золоторудные тела на месторождении Лунное имеют форму вытянутых линз с углами падения 30—90°, протяженность — сотни метров, мощность 10—30 м.

В рудах технологическим опробованием установлено: кварца, опала, халцедона до 20 %; полевого шпата, слюды, каолина 55—65 %; амфибола, граната, флогопита до 12 %; гидроксида железа 7—13 %; пирит-марказита 3—10 % (прочие сульфиды распространены незначительно). Содержание золота, серебра — до 100 г/т. Золото в первичных рудах преимущественно тонкодисперсное и субмикроскопическое, в

основном связанное с пиритом. Видимое золото встречено в кварце совместно с минералами серебра. Преобладает фракция частиц золота 0,01 мм. Доля свободного золота — от 5 до 79 %. Окисленные руды легко перерабатываются по существующей технологии (Куранахская золотоискательская фабрика).

Промышленные россыпи золота вблизи месторождений и рудопроявлений Эльконского горста не выявлены. Аналоги месторождения и рудопроявлений описанного типа среди золото-урановых месторождений мира не известны.

Золото-малосульфидно-кварцевый геолого-промышленный тип оруденения распространен на юге Алданского щита в пределах региональных зон бластомилонитов («диафоритов») Северо-Станового краевого шва. Известные здесь богатые золотые россыпи приурочены к площадям распространения кварцевых, кварц-пиритовых, кварц-карбонат-сульфидных жил. Жилы протяженные (до первых километров при мощности до 10 м), слабо золотоносные. Однако на отдельных участках краевого шва (в верховьях рек Тимптон, Амедици, Сутам, Гонам) содержания золота в кварцевых жилах достигают первых десятков грамм на тонну (рудопроявления Северикан, Скобельцинское и др.). Рудные минералы жил: пирит, редко — галенит, сфалерит, халькопирит, золото. Жилы сопровождаются карбонатацией (железистый карбонат), сульфидизацией, хлоритизацией, серицитизацией, актинолитизацией.

По вещественному составу оруденения и характеру вмещающих структур и формаций рудопроявления Северо-Станового шва вполне сопоставимы с месторождениями в Западной Австралии (Норсмен и др.) и на Канадском щите (Джигант-Меллоунаиф, Кон, Рикон, Негус, Доум, Кресторел и др.). Так же как на рудопроявлениях Северо-Станового шва, на месторождении Норсмен состав руд существенно кварцевый (с серицитом, хлоритом, тремолитом), малосульфидный, преимущественно пиритовый. Подобны и окорудные изменения: на месторождении Норсмен это хлоритизация, тремолитизация, актинолитизация, биотитизация. Для Северо-Станового краевого шва — на юге Алданского щита и для региональных рудоносных структур (Sheare zones), вмещающих Норсмен и другие месторождения на древних щитах мира, устанавливаются одинаковый характер рудовмещающих дислокаций и сходные условия формирования. Северо-Становой шов, как и Sheare zones, представляет собой однотипные, долгоживущие, глобальные структуры — пояса рассланцевания, надвиговых и сдвиговых дислокаций, многоэтапного и пестрого по составу дайкового магматизма. При этом сходны и «субстраты» сравнимых региональных структур, и золотоносные зоны Северо-Станового шва, и рудовмещающие Sheare zones совмещены с однотипными докембрийскими комплексами пород, в разрезе которых существенно развиты горизонты амфиболовых кристаллитобазальтов и амфиболитов (метаандезитобазальтов ?).

Хорошая сопоставимость по целому ряду характеристик рудопроявлений Северо-Станового краевого шва и месторождения Норсмен позволяет считать его эталонным и использовать все другие особенности месторождения в качестве возможных типовых признаков подобных золотых месторождений на юге Алданского шита. В связи с этим представляют интерес следующие характеристики данного месторождения. Месторождение Норсмен (120 т золота) находится в протяженном поясе рассланцованных до-

2. Критерии прогнозирования золоторудных месторождений и рудоносные площади Южной Якутии

Региональные признаки рудоносных площадей	Месторождения, рудопроявления, перспективные площади
<i>Золото-порфировый (золото-медно-порфировый) тип</i>	
Наличие крупных, многофазных вулкано-плутонов мезозойской эпохи Разнообразный, полиформационный магматизм — от щелочных сиенитов до базальтоидных пород. Сложная дислоцированность вулкано-плутонов, обусловленная внедрением поздних даек и некков, текстурными различиями вмещающих магматитов. Наличие узлов и зон интенсивной трещиноватости	Месторождение Рябиновое — в одноименном вулкано-плутоне. Верхнеякокитский, Ыллымахский и другие вулкано-плутоны Центрального Алдана
<i>Золото-малосульфидный тип стратойдных вкрапленных залежей</i>	
Узлы и зоны мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации платформенных и миогеосинклинальных толщ осадочных, преимущественно карбонатных пород Блоковый характер структур активизации с крупными грабен-блоками и депрессиями в фундаменте и чехле (с амплитудами 250—300 м) Наличие надрудных экраняющих толщ пород «контрастного» состава: чехла юрских песчаников (Куранах), толщ кремнистых сланцев (Карлин) Умеренный магматизм эпохи активизации — линейные ряды даек, штоков, силлов «пестрого» состава, соответствующие крупным глубинным расколам	Месторождения Куранахского рудного узла; площади на северном склоне Алданской антеклизы (Среднеамгинская, Верхнеамгинская, Толбачанская и др.); площади северного контакта Чульманской впадины (Хатыминская, Сивагинская и др.); площади Южного Верхоянья
<i>Тип золото-сульфидных жил и залежей</i>	
Узлы и зоны мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации платформенных толщ преимущественно карбонатных пород Обширные поднятия фундамента с реликтами платформенного чехла, осложненные блоковыми, преимущественно горстовыми структурами Наличие субгоризонтальной зоны разрывных секущих и послонных дислокаций (мощностью 100—150 м) на уровне контакта фундамента и осадочного чехла Интенсивный магматизм эпохи активизации: узлы малых интрузий «пестрого» состава, с центральными штоками и лакколитами	Месторождения Лебединского рудного узла; Верхнеамгинский, Учурский, Ломамский районы и др.
<i>Золото-урановый тип</i>	
Крупные разрывные зоны в архейском кристаллическом фундаменте древнего заложения, омоложенные в эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации Сопряженность с интрузивными узлами мезозойского магматизма (лейцитит-щелочно-сиенитовой формации) Приуроченность к участкам интенсивного углекисло-калиевого метасоматоза, зонам катаклаза, милонитов и брекчий (по архейским ортопородам среднего и основного состава)	Месторождения и рудопроявления Эльконского горста; восточная часть Центрально-Алданского золотоносного района: минерализованные зоны в фундаменте (общей протяженностью около 1000 км, перспективны на глубину более 500 м); Эвотинский район и др.
<i>Золото-малосульфидно-кварцевый тип</i>	
Региональные зоны бластомилонитов (диафоритов), зоны интенсивного рассланцевания и гидротермальной переработки докембрийского субстрата (в особенности, толщ фемических ортопород: амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев и амфиболитов) Приуроченность к участкам особенно интенсивных дислокаций, с дайками и штоками кислых магматитов, кварцевыми и кварц-сульфидными жилами Сопряженность с секущими зонами мезозойских малых интрузий (среднего и умеренно кислого состава) и с грабеновыми структурами, выполненными юрско-меловыми терригенными и вулканическими отложениями	Рудопроявления Северо-Станового краевого шва; площади верховьев рек Тимптон, Иенгра, Гонам, Чульман, Амедици и др.
<i>Золотоносные конгломераты</i>	
Региональные прогибы с терригенными отложениями венда-протерозоя; наличие горизонтов конгломератов и гравелитов Высокая степень дислоцированности толщ с многочисленными трещинами, магматическими дайками, кварцевыми жилами Преобладание в конгломератах кварцевой гальки, сильное окремнение, карбонатизация, хлоритизация	Площади выходов венда-протерозойских конгломератов и гравелитов в краевых швах на юге и востоке Алданского шита (площади на окраине Учурского золотоносного района и др.)

кембрийских метаморфических пород амфиболитовой фации (щит Йилгорн). Оруденение локализовано в толще метаандезитобазальтов (?), залегающей на крыле антиклинали под углом 60°. Рудовмещающая толща в месте перегиба крыла антиклинали пересекается пучком зон расланцевания, которые контролируют согласные и оперяющие разрывы, дайки кислого состава, многочисленные золотоносные кварцевые жилы. Жилы в плане согласуются со слоями метаандезитобазальтов, пересекая их в разрезе наподобие лестничных жил.

Золоторудные жилы составляют эшелоны нескольких систем (северо-северо-восточной, меридиональной, северо-северо-западной). Их мощность до 30 м, средняя — 3 м; жилы изогнуты в плане и разрезе. Мощные отрезки жил вмещают пологие участки зон расланцевания, маломощные отрезки — крутые. Длина жил — 100—1000 м, редко — до 3000 м.

Руды малосульфидные (2—3 %), существенно кварцевые, местами полосчатые. Содержат серицит, хлорит, тремолит. Из сульфидов преобладает пирит, установлены также пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, а также теллуриды золота, серебра и свинца. Содержания золота в рудах 12—47 г/т. Отношение Au:Ag 1:1 — 5:1. Геохимическая ассоциация элементов: Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As.

Геолого-промышленный тип золотоносных конгломератов предполагается на южных и восточных окраинах Алданского щита, где в краевых швах известны многочисленные участки выходов венд-протерозойских конгломератов. Некоторые участки изучены и опробованы на золото. В конгломератах и гравелитах преобладает кварцевая галька, породы прорваны дайковыми и силловыми интрузиями, хлоритизированы. Установлена слабая золотоносность пород — 10 г/т, редко — 1 г/т (участок Давангра). Эти особенности проявлений золотоносных конгломератов указывают на возможную их аналогию с месторождением золотоносных конгломератов Тарква (Гана) [4], характеристики которого, как эталона, могут быть полезными при оценке перспектив золотоносности данного типа в Южной Якутии.

Месторождение Тарква находится на Леоно-Либерийском щите Западной Африки, в региональном прогибе с терригенными отложениями протерозоя. Мощность протерозойских пород составляет около 2500 м, конгломераты и гравелиты преобладают в нижней ее части. Пласты конгломератов падают под углом 30—48°, толща разбита многочисленными сбросовыми и сдвиговыми трещинами, пересекается магматическими дайками и силами, кварцевыми прожилками. Общая мощность золотоносной пачки конгломератов 30—90 м, отдельные продуктивные слои имеют мощность от нескольких сантиметров до 3 м. Прослеживаются золотоносные конгломераты на расстояние более 40 км. Имеется кора выветривания.

Генезис золотой минерализации и рудно-

формационное положение месторождения не ясны, дискутируются варианты «древней россыпи», магматогенно-гидротермального и полигенного «эндогенно-экзогенного» происхождения концентраций золота.

Рудоконтролирующее значение имеют следующие факторы: наличие прослоев конгломератов, согласных и секущих кварцевых жил; даек и силлов фельзитов, кварцевых порфиров, долеритов, габбро и норитов. Характерны сильные изменения терригенных пород (окремнение, карбонатизация, хлоритизация).

От 60 до 85 % объема конгломератов составляет кварц (в гальке и цементе); кроме того в цементе развиты хлорит (3—5 %), серицит (1—3 %), магнетит и гематит (5—30 %). Аксессуары: циркон, гранат, турмалин. Сульфидов мало (пирит, халькопирит, борнит и др.)

Золото содержится исключительно в цементе — в виде чешуек, размерами сотые доли миллиметра. Имеются следы окатанности, выделений новообразованного золота. Пробность 950—1000. Золото идентично с установленным в близлежащих коренных месторождениях.

На месторождении Тарква добыто 200 т золота при среднем содержании 10 г/т. Эксплуатационные работы достигли 800 м глубины.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Каждому из охарактеризованных выше геолого-промышленных типов месторождений присущи особенные совокупности прогнозно-поисковых признаков: локальных и региональных. Признаки локальные очень разнообразны, они описаны для каждого типа, и главные из них помещены в сводную табл. 1. Установлены региональные признаки (критерии прогнозирования) золоторудных месторождений разных типов, среди которых выделяются: тектонические, тектоно-магматические и литолого-стратиграфические (для золотоносных конгломератов). С использованием региональных признаков оруденения выполнен структурно-металлогенический анализ и определены рудоносные площади Южной Якутии (табл. 2).

2. Выделенные типы месторождений однородны и существенно различаются между собой. Так, «стратоидные залежи», золото-порфировые, золото-урановые — крупно-объемные, с умеренным и низким содержанием, в отличие от золото-сульфидных жил и залежей — высококонцентрированных, но с малыми запасами. Для золото-урановых, золото-порфировых и золото-малосульфидно-кварцевых месторождений свойственен большой вертикальный диапазон и секущий характер оруденения, а «стратоидные залежи», «золотосульфидные жилы и залежи» и золотоносные конгломераты характеризуются согласным с вмещающими толщами залеганием и небольшим вертикальным размахом оруденения.

Золотосульфидные жилы и залежи — полисульфидные, с максимально высокой сульфидностью руд (15—45 %), а все другие типы Южной Якутии, главным образом пиритовые, с

небольшим содержанием сульфидов. Месторождения, залегающих в карбонатных толщах (см. табл. 1), в основном бескварцевые — от них резко отличается золото-малосульфидно-кварцевые в архейском фундаменте, в зоне Северо-Станового краевого шва.

Во всех геолого-промышленных типах месторождений золото свободное и тонкодисперсное, последнее преобладает в золото-урановых, а наиболее крупное свободное золото характерно для золото-малосульфидно-кварцевых (Северо-Становой краевой шов) и золотосульфидных жил и залежей. Доля свободного золота в рудах зависит также от их окисленности: в случае интенсивного выветривания и окисления свободное золото появляется даже в тонкодисперсных золото-урановых рудах.

Все месторождения Южной Якутии — собственно золотые. Доля серебра в них или очень малая (стратойдные залежи и золото-сульфидные жилы и залежи), или несколько повышенная (золото-урановые и золото-порфиновые).

3. Разработанная геолого-промышленная систематика отражает генетическое разнообразие руд и месторождений золота, но выделенные геолого-промышленные типы вряд ли адекватны отдельным рудным формациям. Большое разнообразие тесно совмещенных и синхронно формировавшихся типов оруденения в Центральном Алдане, возможно, обусловлено исключительной изменчивостью среды рудоотложения, отражающей

смену вмещающих геологических обстановок. Наиболее самостоятельны в генетическом (рудноформационном) отношении зоото-порфиновый, золото-урановый, золото-малосульфидно-кварцевый типы. В отношении стратойдных вкрапленных залежей и золотоносных жил и залежей следует согласиться с А.Н. Угрюмовым [5], что это родственные субформации единой джаспероидной золоторудной формации. Не исключено, что она входит в общий золото-рудноформационный ряд Центрального Алдана вместе с золото-порфировым и золото-урановым типами. В Северо-Становом краевом шве золото-малосульфидно-кварцевый тип оруденения, вероятно, относится к другому формационному ряду.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Золоторудные месторождения СССР*. Т. 4. Геология золоторудных месторождений Востока СССР. — М.: ЦНИГРИ, 1988.
2. *Некрасов Е.М.* Зарубежные эндогенные месторождения золота. — М.: Недра, 1988.
3. *Оценка прогнозных ресурсов благородных металлов и алмазов*. — М.: ЦНИГРИ, 1988.
4. *Рожков И.С.* Золотоносные конгломераты протерозойского возраста месторождения Тарквы (Республика Гана) // Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып. 72.
5. *Угрюмов А.Н.* Джаспероидные месторождения золота (геология, условия размещения и формирования). Автореф. докт. дис. Екатеринбург, 1993.
6. *Шер С.Д.* Металлогения золота (Сев. Америка, Австралия, Океания). — М.: Недра, 1972.
7. *Шер С.Д.* Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). — М.: Недра, 1974.

УДК 553.18

© С.И. Митюхин, 1997

Геолого-генетические и эмпирические основы выделения минерагенического таксона класса «субпровинция» кимберлитов и конвергентных им пород

С.И. МИТЮХИН (ЯНИГП ЦНИГРИ АК «Алмазы России — Саха»)

В пределах платформ докембрийского возраста консолидации известен широкий спектр магматических пород, парагенетически взаимосвязанных высокобарофильной минерализацией. Это формации кимберлитов, лампроитов и порфировых ультраосновных комплексов: пикриты мелилитовые, монтичеллитовые, меймечиты, альнеиты и иные типы — производные мантийного субстрата. В пространстве отдельные тела, кусты, поля магматитов расположены скупочно, что дает основание определить области их распространения как субпровинции магматических пород глубинной специализации. В границах субпровинции наблюдается закономерное соотношение между типами пород различной фациальной принадлежности. Например, кимберлиты группы I по классификации Р.Митчелла [5], как правило, обособляются от кимберлитов группы II и не ассоциируются с лампроитами, карбонатитами и щелочными пикритами. Кимберлиты группы

II могут пространственно совмещаться с карбонатитами и пикритами, однако их сонахождение с лампроитами не отмечено. Свойство мантийного субстрата продуцировать в границах субпровинции набор пород определенной вещественной специализации наиболее проявлено в случае полихронности магматизма. Как правило, соотношения петрохимических, минералогических и геохимических показателей магматических комплексов различных временных генераций не выходят за рамки обычных вариаций. Данная закономерность соблюдается и в отношении параметров ксеногенного материала как по набору пород, так и на минералогическом уровне.

В настоящее время понятие «субпровинция» кимберлитов и конвергентных им пород базируется на наблюдениях эмпирического характера без должного геолого-генетического обоснования. Решение этой проблемы в значительной степени сдерживается недоста-

точным уровнем современного понимания процесса образования собственно кимберлита. Изложенный ниже подход к объяснению причин пространственного обособления глубинных магматитов в пределах отдельных участков платформ основан на том, что образование магматического расплава в мантии и его перемещение в верхнекоровое пространство рассматривается как элемент длительного и многоэтапного развития геологической среды в тесной связи с другими магматическими и тектоническими событиями.

Основные этапы эволюции мантийного вещества. Глубинный магматизм платформенного периода развития территорий представляет собой очередной этап эволюции мантии, начало которого относится к катархею и связано с гравитационной дифференциацией протовещества планеты. По мнению большинства исследователей, вследствие различий в молярных весах одни элементы и их соединения мигрировали на глубокие уровни геосферы (железо, его оксиды, сидерофильные и близкие к сере по массе халькофильные элементы), другие формировали ее внешние оболочки — первичную кору, гидросферу и атмосферу. Расчеты показывают [1], что скорость перемещения компонентов в масштабах реального геологического времени носит нелинейный характер с последующей тенденцией к снижению интенсивности. Одновременно изменяется и механизм перемещения минеральных масс. На пермобильном этапе до рубежа в 3800 млн. лет массоперенос носил рассеянный характер без признаков латеральной дифференциации, при этом на верхних уровнях геосферы формировалась протокура тоналито-гнейсового и гранодиоритового состава. Процессы порообразования в ее разрезе определялись градиентами температур и давлений, в связи с чем современная кора имеет закономерное строение по вертикали. Верхние ее уровни представлены формациями чарнокитовых гранитов, ниже распространены чарнокитовые плагиограниты — эндрбиты, затем глиноземистые эндрбиты — диориты, анортозиты, лейконориты. Дифференциация вещества на более глубоких уровнях явилась причиной обособления расслоенной протолитосферной мантии ультраосновного состава.

В постаккреционный период механизм миграции минеральных масс приобрел расщепленный по латерали и дифференцированный по вещественным параметрам характер. Движение геологической материи приняло облик тектонических, магматических, метаморфических и седиментационных явлений. При этом основной объем диффузии мантийного материала на верхние уровни литосферы осуществлялся магматическими процессами. Наиболее древними мантийными выплавками, сохранившими в современном разрезе облик геологических тел, считаются коматиты района Фискенессет в Гренландии, базальты Свазиленда, базальты и ультраосновные комплексы низов Сибавийской серии в Зимбабве. Их возраст оце-

нивается в 3500 млн. лет. Максимальная же по объему генерация мантийного вещества в виде выплавов в коровое пространство относится к периоду 3200—3000 млн. лет, что нашло отражение в формировании зеленокаменных поясов базитового и базит-ультрабазитового заполнения. В постархейский период объем магмагенераций на территориях будущих платформ резко снижается, достигая минимума в позднем протерозое — фанерозое.

Существуют две основные теоретические позиции для объяснения причин и механизма магматических процессов. В основе первой лежит концепция плавления и дифференциации вещества литосферной мантии и коры в восходящих потоках карбонатных и водных газово-жидких флюидов. Последние являются продуктами дегазации астеносферной мантии. Сторонники второй точки зрения причину и избирательность магматизма объясняют с позиций астеносферного апвеллинга, в результате чего ограниченные порции хондритового вещества проникают в литосферу по зонам повышенной проницаемости в межнуклеарном пространстве, претерпевая частичное плавление одновременно с породами литосферной мантии и коры в условиях понижения литостатического давления по мере подъема диапира. Механизм расщепления субстрата непосредственно в магматическом очаге рассматривается в рамках обеих моделей примерно с одних позиций: селективное плавление по качеству относительно твердоплавкости — легкоплавкости фазовых компонентов и химическое перераспределение некогерентных элементов.

Магматический процесс в полном объеме представляет собой последовательность плавления, перемещения расплава, кристаллизации. В этой связи интервал разреза на уровне литосферной мантии обладает свойствами, обусловленными невосполнимым характером выноса компонентов из мантийного субстрата в периоды магмагенераций. Для обозначения данного свойства обычно употребляется термин деплетированность или истощение. Степень деплетированности мантии в границах докембрийских платформ косвенно можно оценить путем изучения распределения минеральных масс мантийного происхождения в разрезе кристаллического фундамента. Следует предположить, что участки наиболее истощенной мантии подстилают кору, в пределах которой массовое распространение имеют породы ультраосновной специализации — коматиты, перидотиты, пироксениты одновременно с толейтовыми базальтами и комплексами дацит-риолит-андезитового заполнения. В случае, если парагенетически взаимосвязанный формационный ряд ограничен только магматическими породами основного и кислого состава, следует предполагать относительную недоистощенность мантийного субстрата. В этом перечне кора преимущественно сиалического заполнения свидетельствует о наименьшей

степени истощения мантии, уровень которой определен особенностью процессов на более раннем пермобильном этапе ее эволюции.

По отношению к составу первичной и примитивной мантии мантийный субстрат по завершении периода магмагенераций приобретает качество рестита. Основным свойством субстрата-рестита является повышенная тугоплавкость, как следствие истощенности легкоплавкими компонентами, и снижение магмагенерирующего потенциала системы, в т. ч. в отношении кимберлитов и конвергентных им пород позднего протерозоя — фанерозоя. На основании изложенного формулируется гипотеза, в рамках которой кимберлиты и родственные им породы рассматриваются как производные относительно слабоистощенного мантийного субстрата вследствие ограниченности проявлений ультраосновного и основного магматизма в докембрии в пределах отдельных областей — платформ. Для данного положения может быть использован сравнительный анализ геологического строения коры на уровне кристаллического фундамента областей с известными проявлениями кимберлитового магматизма и территорий, амагматичность которых определена достаточно надежно.

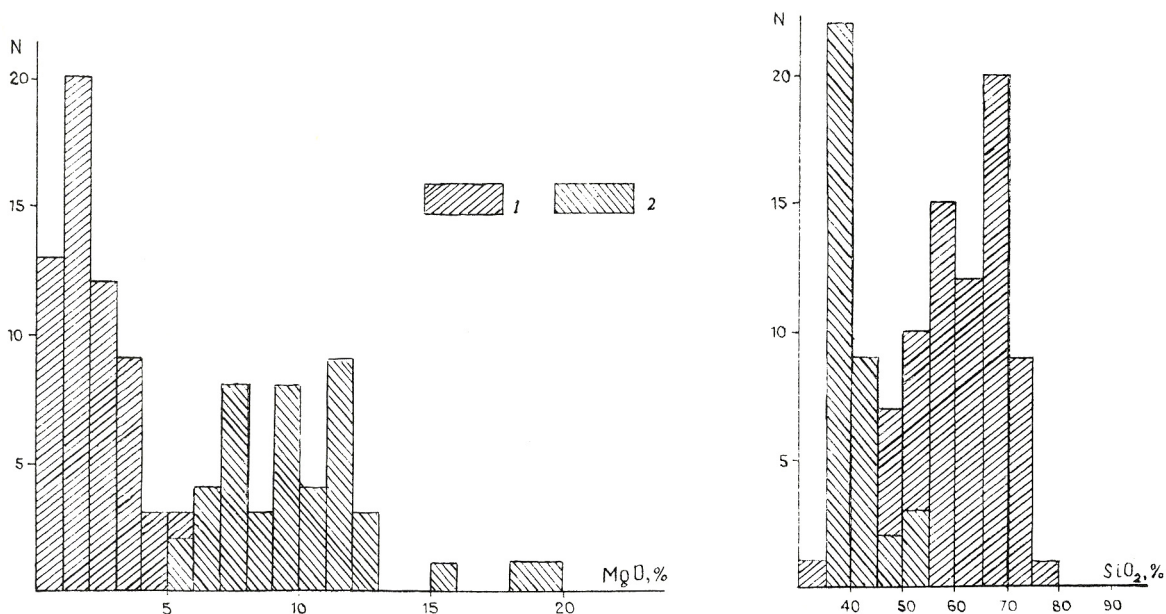
Сравнительный анализ территорий по особенностям распределения минеральных масс в разрезе кристаллического основания. Следствием пространственной избирательности магматизма, его дифференцированности по вещественным параметрам в постаккреционный этап развития литосферы явилось формирование латерально неоднородной коры. По формационной принадлежности и объему интрузирующих магматических образований можно выделить три геотипа коры. *Сиалический геотип* отличается преимущественным развитием инфракрустальных комплексов, сформированных в пермобильный этап развития территории. Для него характерно незначительное распространение или полное отсутствие в разрезе магматических тел ультрабазитовой и базитовой специализации. *Базальтоидный геотип* — отличается присутствием в разрезе древнего инфракрустального субстрата магматических комплексов основного состава позднеархейского — протерозойского возраста. К *ультрабазитовому геотипу* отнесена кора, в разрезе которой развиты интрузивные и эффузивные образования ультраосновного состава. В пределах платформ докембрийского возраста консолидации их верхний возрастной предел ограничен завершением байкальской тектоно-магматической эпохи с подчиненным распространением раннекаледонских вулканизов вдоль ее границ.

В соответствии с предложенной классификацией к *сиалическому геотипу* можно отнести земную кору в пределах восточной части Сибирской платформы. В границах этой геоструктурной области широко проявлен кимберлитовый магматизм, поэтому в публикациях она часто обозначается как Якутская кимберлитовая субпровинция. В данном слу-

чае рассматривается геологическое строение ее центральной части в бассейнах рек Марха, Вилюй, Моркока. Современные представления о строении докембрийского основания указанного региона базируются на работах Б.Лутца, К.Мокшанцева, Р.Гафарова, В.Еловских, Т.Спижарского. Установлено, что кристаллический фундамент представляет собой гетерогенное и гетерохронное образование. Основу его тектонической конструкции составляют гранито-гнейсовые ядра первичной материковой коры катархей и облекающие их позднеархейские складчатые пояса, которые отвечают протогеосинклиналям межнуклеарных пространств. Существуют также доказательства повторного преобразования комплексов в зонах диафтореза и катаклаза. Выводы основаны на результатах исследования разрезов докембрия Анабарского и Алданского щитов и анализа структуры геофизических полей в областях сплошного развития осадочного чехла.

В последние годы стало возможным пополнить эти сведения, имеющие региональный характер, путем изучения керн глубоких скважин благодаря расширению объемов нефтегазоразведочных работ в регионе. Петрографическим, петрохимическим и петрофизическим методами был исследован материал из 40 скважин, равномерно рассредоточенных по площади Якутской провинции. Аналитические исследования и обработка данных выполнены В.Серенко. Установлено, что породы кристаллического фундамента представлены двумя основными генетическими типами. Это гранитоиды (двуслюдяные и биотитовые плагиогнейсы, гранитогнейсы, биотитовые сланцы) и гнейсы (двупироксен-амфиболовые и гиперстеновые), которые подразделяются на 18 парагенетических ассоциаций по набору породообразующих минералов. Группа гранитоидных пород объединяет собственно гранитоиды (Кв-Пл-Кпш-Би), плагиогнейсы (Кв-Пл-Би+Муск) в двух разновидностях (биотитовые и двуслюдяные), биотитовые сланцы (Кв-Пл-Би), силлиманит-двуслюдяные гнейсы (К-Пл-Би-Муск-Сил), гранат-кордиеритовые гнейсы (Кв-Пл-Би-Гр-Корд), гиперстен-кордиеритовые гнейсы (Кв-Пш-Кпш-Гип-Корд), биотит-гиперстеновые плагиогнейсы (Кв-Пл-Би-Гип). Перечень указывает на преимущественное развитие гранитных и магнезиально-глиноземистых метapelитовых серий. Как показывает диаграмма минеральных фаций в $P-T$ координатах, ассоциации входят в состав единой субфации высокотемпературных полиморфных модификаций Al_2SiO_5 .

Второй генетический тип пород по наличию моноклинного амфибола в качестве основного породообразующего минерала представлен metabазитами в двух парагенетических ассоциациях. К первой относятся metabазиты, пространственно совмещенные с плагиогнейсами, что позволяет выделить мигматит-гнейсовый комплекс амфиболитовой фации. Вторая разновидность metabазитов представлена парагенезисами собственно



Гистограммы содержаний MgO и SiO_2 в породах кристаллического фундамента в пределах центральной части Якутской кимберлитовой субпровинции:

1 — в образцах из керна скважин нефтегазоразведочного бурения; 2 — в образцах из коровых ксенолитов кимберлитовых трубок

гранулитовой фации. Это гранатовые амфиболиты (Пл±Кв-Амф-Гр), гранат-клинопироксен-амфиболовые гнейсы (Пл±Кв-Амф-Ди-Гр), клинопироксен- и двупироксен-амфиболовые гнейсы (Пл±Кв—Кпш-Би-Амф-Ди, Кв-Пл-Би-Амф-Ди-Ги). На диаграмме минеральных фаций метабазитов гранулитовая серия амфиболитов расположена в поле высокотемпературных фаций. Петрохимическими исследованиями было подтверждено наличие в разрезе двух основных типов пород по соотношению щелочей, глинозема и оксида кальция: серия пресыщенных глиноземом (14—40 %) и серия нормального ряда.

Вещественный состав пород, вскрытых скважинами, позволяет предполагать, что исходным материалом метаморфических комплексов служили дифференциаты кислых и базальтовых магм с подчиненным развитием первично-осадочных пород, подвергшихся глубоким метаморфическим преобразованиям. На гистограмме (рисунок) отображено распределение петрохимических параметров MgO и SiO_2 , иллюстрирующее сиалический характер минеральных масс, слагающих разрез. Обращает на себя внимание низкая магнезиальность пород, не превышающая 10 % в единичных образцах при среднем уровне кремнеземистости 65—70 %. В общем объеме каменного материала встречен лишь один образец, отвечающий породе базит-ультрабазитовой специализации. Это глубокометаморфизованный пикрит (пикритобазальт), возможно, слагающий маломощную дайку ультрабазитового состава. Учитывая то обстоятельство, что скважинами вскрывается разрез на относительно незначительную глубину (первые десятки — сотни метров), были проанализированы данные о составе коровых

ксенолитов из кимберлитовых трубок Мирнинского и Алакит-Мархинского полей, расположенных в пределах рассматриваемой территории [2].

Набор коровых образований, которые встречаются в кимберлитовых трубках в виде обломков-ксенолитов, включает гранулиты, эндербиты и чарнокиты, мраморы и кальцифиры, амфиболиты, в т.ч. амфиболовые гнейсы, кристаллосланцы и горнблендиты. Гранулиты объединяют гранат-клинопироксен-плагиоклазовые и двупироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, по валовому петрохимическому составу отвечающие породам близким к толеитовым базальтам. Эндербиты и чарнокиты представляют собой породы переходной стадии от гранулитовых метабазитов к гранитам. Амфиболиты по петрохимическим параметрам соответствуют базитовому семейству пород, в т.ч. и разностям, в которых магнезиальность превышает железистость (горнблендиты).

Как следует из перечня, спектр пород более глубоких уровней коры смещен в сторону основных разностей. Это хорошо демонстрируют сводные гистограммы петрохимических показателей, приведенные на рисунке. Гистограммы имеют отчетливо выраженный бимодальный характер распределения, что можно интерпретировать как расслоенность коры на гранитный и гранулит-базитовый слои. Средняя кремнеземистость пород верхнего уровня составляет 65—70 % при аномально низкой магнезиальности, не превышающей 8—10 %. Для условно нижней части коры характерна относительно повышенная основность со средним содержанием SiO_2 30—40 % при средней магнезиальности пород около 9—13 %. При этом важно подчеркнуть, что ни на одном из уров-

ней разреза коры в границах рассматриваемого региона не отмечается присутствие ультрабазитовой компоненты. Сравнительный анализ геологического строения докембрийских платформ показывает, что геоструктурные области с аналогичным типом коры имеют чрезвычайно ограниченное распространение. С определенными оговорками к ним можно отнести тектоническую область Слейв в северо-западной части Северо-Американской платформы и центральную часть кратона Каапвааль в Африке. Более широко распространены тектонические области с *базальтоидным геотипом* коры, согласно принятой выше классификации. К их числу можно отнести тектонический блок Сьюпериор в южной части Канадского щита.

Геоблок Сьюпериор по архейскому возрасту консолидации кристаллического основания — аналог рассмотренной геоструктурной области в восточной части Сибирской платформы. Однако строение коры в его пределах имеет ряд принципиальных отличий. Прежде всего это выражено в двухъярусном строении кристаллического фундамента. Основание разреза сложено гнейсами и гранулитам возрастом 3500 млн. лет и более древними комплексами. Породы преимущественно гранулитовой фации метаморфизма, состоящие из гипертена, диопсида, роговой обманки, биопита, граната.

Верхний структурный этаж представлен зеленокаменными вулканогенными комплексами с верхним возрастным пределом образования 2900 млн. лет. По составу вулканыты позднего архея геоструктурной области Сьюпериор принадлежат к базальт-андезит-риолитовой ассоциации с преимущественным развитием эффузивных разностей. Интрузии имеют подчиненное распространение. Это силлы, дайки и штоки диабазов, диоритов, габбро и кислых порфировых пород, которые, судя по соотношению их вещественных параметров, комагматичны с эффузивами. В современном плане вулканыты слагают протяженные на десятки километров зоны между полями гранитоидов и несут признаки глубокой эрозии. Предполагается [4], что первичная мощность покровов достигала 10 км. Палеотектоническая интерпретация позволяет соотносить области развития вулканытов с системой геосинклинальных прогибов, которые разделяли ядра первичной консолидации коры сиалического заполнения. Таким образом, разрез кристаллического фундамента геоблока Сьюпериор в инфракрустальной части имеет сиалическое наполнение восточно-сибирского типа, а в супракрустальной характеризуется преобладанием базальтовой компоненты. Это позволяет предполагать и особый режим истощения мантийного субстрата, что должно найти отражение в специфике глубинного вулканизма.

Глубинный магматизм данного региона характеризуется следующими особенностями. Прежде всего это незначительные объемы магомпроявлений. К настоящему времени в его границах на площади 1 млн км² выявлено только четыре обособленных поля магма-

тических тел щелочно-ультраосновной специализации с признаками высокобарической минерализации — Керкленд Лейк, Ле Тас, Саскачеван, Джеймс Бей. Их возрастной диапазон ограничен одной мел-палеогеновой эпохой, т.е. периодом максимальной тектонической активизации в связи с глобальным рифтингом земной коры. Иные эпохи тектонической активизации в позднем протерозое и фанерозое, судя по отсутствию продуктов дезинтеграции магматических пород данного класса в разрезе разновозрастных осадочных комплексов по обрамлению геоблока, либо амагматичны, либо магматизм в соответствующие периоды был проявлен незначительно. Состав магматических пород, слагающих тела, также имеет ряд отличий, что не позволяет сопоставить их с кимберлитами Якутской субпровинции. В пределах полей Керкленд Лейк и Ле Тас распространены тела, сложенные породами трудно диагностируемого наполнения. Структуру пород определяют вкрапленники оливина и псевдоморфозы по ним, которые заключены во флогопит-серпентин-карбонатную матрицу. По валовому химическому составу они соответствуют слюдяным кимберлитам. Поле Джеймс Бей объединяет 40 тел, которые по особенностям состава и структурно-текстурных параметров слагающих их пород можно разделить на три класса: тела туфизитовых брекчий альнеитовой специализации, тела карбонатитов и массивных альнеитов.

Отличительная особенность *ультрабазитового геотипа* — широкое распространение в коровом пространстве магматических комплексов ультраосновной специализации. Области развития ультрабазитов, как правило, обладают повышенной рудоносностью и детально изучены геологическими и геофизическими методами. К таким районам относится, в частности, Воронежский кристаллический массив в южной части Восточно-Европейской платформы. В его границах установлены три разновозрастных генерации ультрабазитов: перидотит-пироксенит-габбро-нориты раннеархейской пермобильной стадии формирования коры; коматиит-базальты и дунит-гарцбургиты позднеархейского континентального рифтогенеза; дунит-перидотит-габбро-нориты ^{ранне} платформенного магматизма [3]. Состав самых ранних генераций в этом перечне наиболее близок к параметрам неистощенной мантии. Это выражено в слабо проявленной дифференциации системы перидотит-пироксенит, в повышенной железистости и умеренной магнезиальности. Состав пород второй возрастной группы уже отвечает параметрам мантии, претерпевшей частичное истощение. Для нее характерны повышенная основность за счет недонасыщения SiO₂, преобладание магнезиальности над железистостью, повышенные концентрации Ni, Co, Cr. Завершающей фазе гипербазитового магматизма в пределах региона отвечают высокодифференцированные интрузии дунит-перидотит-габбро-норитов. Таким образом,

разновозрастные комплексы являются членами единого формационного ряда, особенности которых отвечают степени деплетированности мантии на момент маглообразования.

Отличительная особенность геоструктурных областей с данным типом коры — их амагматичность в отношении кимберлитов и комагматичных им пород фанерозоя, о чем свидетельствует анализ закономерностей размещения последних в границах докембрийских платформ. В качестве первого примера можно привести архейский кратон Йилгарн площадью 1 млн км², являющийся одним из наиболее крупных элементов мегаструктуры Австралийской платформы. В его строении участвуют два структурных этажа: основание разреза представлено гранулитом катархея, в верхней части широко распространены вулканиты позднего архея широкой вещественной специализации от кислых до ультраосновных. Гипербазиты в современном структурном плане образуют протяженные зеленокаменные пояса в ассоциации с магнезиальными базальтами, равномерно и с высокой плотностью рассредоточенные по всей территории. Известно, что поиски кимберлитов, лампроитов и других потенциально алмазоносных пород на этой территории к настоящему времени положительных результатов не принесли. Этот факт не находит объяснения с традиционных позиций и взглядов на причины, определяющие закономерности их размещения.

В качестве второго примера существования обратной корреляции между расположением субпровинций щелочно-ультраосновных пород фанерозоя и геоблоков коры ультрабазитового заполнения можно использовать данные о геологическом строении южной части Африканской платформы. В этой части региона наибольшей плотностью расположения кимберлитов и родственных им пород характеризуются Каапваальский кратон и примыкающий к нему складчатый пояс Лимпопо. При этом сопредельная с севера геоструктурная область, известная как Родезийский кратон, также архейского возраста консолидации, амагматична в отношении глубинных магматитов фанерозойского возраста, за исключением своих южных границ в области непосредственного контакта с упомянутыми выше геоблоками. Сравнение геологического строения территорий показывает, что наиболее значимое их различие заключается в широком развитии в границах комплексов ультраосновного состава с преобладанием коматитов с аномально высокими содержаниями магния (более 40 %), которые ассоциируют с базальтами различной вещественной специализации и кислыми магматическими породами. Этот факт позволяет предполагать, что в доплатформенный период развития региона эволюция мантии имела свои особенности, что отразилось на снижении магнезиализирующего потенциала мантийного субстрата-рестита в фанерозое.

Анализ расположения сообществ кимберлитов и комагматичных им пород в пределах докембрийских платформ позволил установить

взаимосвязь их пространственной позиции и вещественной специализации. Кимберлиты первой группы тяготеют к геоблокам коры преимущественно сиалического заполнения. Присутствие в коре комплексов базитового заполнения коррелируется с расширением спектра состава глубинных магматитов, включая кимберлиты второй группы, лампроиты, карбонатиты, щелочные пикриты. Геоблоки коры с широким распространением ультрабазитов, как правило, отличаются амагматичностью в фанерозое в отношении мантийного субстрата. Данное эмпирически выявленное правило позволяет сформулировать гипотезу о том, что субпровинции кимберлитов и родственных им пород по признаку высокобарической минерализации представляют собой геоструктурные области, в пределах которых мантийный субстрат обладает относительно пониженной степенью истощения вследствие ограниченности проявлений ультраосновного и базитового магматизма в докембрии.

Признаки слабой деплетированности мантии в областях развития кимберлитового магматизма действительно имеют место, однако они рассматриваются в рамках существующих гипотез о кимберлитообразовании не как свойство среды, а, скорее, как отступление от правила. Прежде всего это особенности спектра редкоземельных элементов в составе кимберлитов. Известно, что по соотношению REE в магматических комплексах — производных мантийного субстрата — можно судить о степени деплетированности мантии в момент образования магматического расплава. В частности, наиболее высокие концентрации европия характерны для гипербазитов кайнозойского облика. В случае пространственного совмещения полихронных комплексов максимальные содержания элемента фиксируются в наиболее ранних генерациях и снижаются по мере их омоложения. С теоретических позиций в этом ряду фанерозойские кимберлиты должны занимать место среди наиболее обедненных европием разновидностей ультраосновных пород, однако аналитическими исследованиями это не подтверждается. Для объяснения данного факта, который получил название «европиевый максимум» и рассматривается как парадокс, обычно используются модели, основанные на предположении о субдупировании океанической коры под кратоны. С тектонических позиций подобные построения весьма уязвимы при критическом анализе.

Состав породообразующих минералов кимберлита также указывает на относительно низкую степень истощения исходного субстрата. Проанализировав вещественные параметры породы, В. Ваганов (ЦИНГРИ) пришел к выводу о том, что общие особенности вариаций химического состава минералов в кимберлитах (слабые изменения железистости силикатов при широкой изменчивости состава рудных минералов) наиболее близки к таковым для альпинотипных гипербазитов.

Диагностирование состояния мантийного

субстрата-рестита посредством анализа распределения и вещественного наполнения минеральных масс в коровом пространстве, в частности кристаллического фундамента, открывает возможности создания прогнозно-поисковых комплексов на предмет локализации территорий, перспективных на обнаружение субпровинций кимберлитов и родственных им пород. Помимо традиционных методов геологического картирования, которые должны составлять основу комплекса в пределах щитов, большое значение приобретает применение геофизических методов в областях развития платформенного чехла. Анализ петрофизических характеристик пород, определяющих сиалический, базальтоидный и ультрабазитовый типы коры, свидетельствует о их резкой дифференцированности по удельной плотности, намагничиванию и скорости распространения упругих колебаний. В меньшей степени изучен вопрос о коррелируемости вещественных параметров комплексов и их удельной электропроводимости. Однако первые попытки сравнения результатов количественной интерпретации данных гравиметрии, магнитометрии и материалов глубинных магнитотеллурических зондирований по расчленению фундамента восточной части Сибирской платформы показывают их удовлетворительную сходимость.

В настоящее время основной способ прогнозной оценки территорий в отношении потенциально алмазоносных магматических пород — «правило Клиффорда». В соответствии с ним алмазоносные кимберлиты пространственно тяготеют к кратонам с возрастом консолидации не менее 2500 млн. лет. В конце 60-х годов данное положение произвело революционный переворот в понимании закономерностей пространственной позиции алмазоносных кимберлитов. При этом следует отметить, что фактов открытия новых субпровинций на основе «правила Клиффорда» пока не зафиксировано. Причина достаточно очевидна и заключается в определенной размытости термина «кратон». В оригинальном изложении понятие «кратон» рассматривается как временная, но не геологическая категория, что затрудняет практическое использование закона при

проведении границ обрамления перспективных территорий. Действительность такова, что в границах геоблоков древней консолидации коры породы имеют признаки омоложения. Лишь по большим статистически представительным выборкам удастся определить доминирующее значение возрастов и их трендов. Неопределенность понятия «кратон» повлекла за собой использование также достаточно неопределенно трактуемых понятий «мобильный» и «подвижный пояс» как антагонистические к первому, которые не сводятся к апробированным в классической геологии тектоническим формам. В одних случаях их основной характеристикой считается преобладание линейных структурных и тектонических элементов на отдельной части площади, в других — линейность зонального метаморфизма. Из приведенных замечаний следует, что «правило Клиффорда» требует геологического оснащения. Не время протекания геологических процессов, а их содержание определяет закономерности пространственной позиции тех или иных геологических тел, в т.ч. и магматических комплексов глубинной специализации на древних платформах. В этой связи сформулированное понятие «субпровинция» кимберлитов и комагматических им пород, основанное на положении о взаимосвязи магматических процессов раннего докембрия и фанерозоя, реализуется посредством картирования реально существующих в разрезе коры минеральных масс различного вещественного наполнения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Монин А.С. Ранняя геологическая история Земли. — М.: Недра, 1987.
2. Спецус З.В., Серенко В.П. Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. — М.: Наука, 1990.
3. Чернышев Н.М. Типы никеленосных интрузий раннего докембрия Воронежского кристаллического массива и проблема их выделения в условиях погребенного фундамента // Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. Л., 1987. С. 190—197.
4. Goodwin A.M. Evolution of the Canadian Shield // Proc. Geol. Assoc. Can. 1968. Vol. 19. P. 1—14.
5. Mitchell R.H. Kimberlites: Mineralogy, geochemistry and petrology // Plenum. New York, 1986.

УДК 552.323.6+549.211

© В.Т.Подвысоцкий, М.И.Лелюх, В.И.Никулин, 1997

Концепция формирования магматогенных алмазоносных формаций древних платформ

В.Т.ПОДВЫСОЦКИЙ, М.И.ЛЕЛЮХ (ЯНИГП ЦНИГРИ АК «Алмазы России — Саха»), В.И.НИКУЛИН (ВостСибНИИГТ и МС)

Для эффективного прогнозирования и поисков месторождений алмазов, в т.ч. для прогнозирования новых типов алмазоносных пород, необходимо попытаться увязать известные факты в рамках определенной модели, которая относительно адекватно отражала бы современный

уровень знаний по проблеме и сочетала бы генетические, динамические и статические элементы. Авторами предлагается вариант такой модели (концепции).

Алмазоносные породы — продукты эволюции вещества Земли, поэтому происхождение

их необходимо рассматривать в рамках общих аспектов ее геодинамического развития [16]. Известно, что с момента завершения этапа гравитационного расслоения первично однородной Земли фазовые и химические границы в ее недрах необратимо изменялись в связи с выплавлением магм и непрерывным протеканием процесса флюидо-массопереноса. Естественно, как отмечают многие авторы, рассматривая вопросы об условиях формирования и закономерностях размещения алмазоносных пород, уровнях зарождения и отделения расплавов, глубинах выноса мантийных ксенолитов и т.д., необходимо пользоваться современными данными (геофизические наблюдения, термобарические оценки и др.) интерпретировать с учетом особенностей строения тектоносферы и ее P - T параметров в конкретные временные отрезки формирования пород.

Для построения концепции нами принимаются следующие основные положения, которые, как представляется, имеют право на существование, т.к. в той или иной мере подтверждаются фактическим материалом:

алмазы, присутствующие в изверженных породах кимберлит-лампроитового ряда, в основном имеют древний возраст и мантийное происхождение;

блоки алмазоносной литосферы в пределах древних континентальных ядер-кратонов могли залегать относительно неглубоко в определенных эпохи тектоно-магматической активизации платформ;

условием образования магматогенных месторождений алмазов в земной коре являются генерация расплавов в участках алмазоносной литосферы и быстрое их перемещение (с участием летучих) к поверхности;

в древних и современных россыпях платформ выделяются две генетические группы алмазов, различающиеся типоморфными свойствами и минералами-спутниками, — «мантийные магматогенные» и «коровые метаморфогенные».

Алмазы, заключенные в кимберлитах и лампроитах, кристаллизовались в литосфере Земли, как считают многие исследователи, на ранних этапах ее эволюции. Древний возраст алмазов доказывается радиологическими [29, 31], кристалло-морфологическими и минералогическими (по включениям) данными [16, 24, 30], а также присутствием в кимберлитах и лампроитах алмазоносных ксенолитов мантии возрастом более 3 млрд. лет [29]. Возраст алмазов эцлогитового парагенезиса составляет, как правило, менее 2 млрд. лет, перидотитового и из древнейших промежуточных коллекторов — около 3,4—3,2 млрд. лет, тогда как известные древнейшие алмазоносные породы имеют возраст 1,4—1,6 млрд. лет, а древнейшие коллекторы (Витватерсранд, Ранда) — 2,3 млрд. лет [5, 17, 21, 29].

Ксеногенность алмазов по отношению к материнской породе подтверждается отсутствием каких-либо специфических различий кристаллов из разных по возрасту кимберли-

товых или лампроитовых тел, например докембрийских (трубки Премьер и Аргайл) и мезозойских (трубка Ягерсфонтейн и др.). Алмазы из цемента кимберлитовых или лампроитовых брекчий полностью аналогичны алмазам глубинных мантийных ксенолитов, присутствующим в данной породе [7, 23]. Характер парагенезиса минералов во включениях в алмазах не зависит от возраста, типа, формы проявления, положения относительно региона и глубины среза пород, в которых они содержатся; во всех алмазоносных районах перидотитовый и эцлогитовый источники алмазов совмещены в вертикальном профиле литосферы [5].

При рассмотрении вопросов об условиях кристаллизации алмазов в процессе архей-протерозойской кратонизации литосферы необходимо принимать во внимание тот факт, что дофанерозойский этап в развитии Земли характеризовался особым режимом, не повторяющимся в последующие эпохи. Специфика его заключалась прежде всего в высоком энергетическом потенциале ранней Земли [2, 11, 20, 21].

Об особых термобарических градиентах, а также различных геодинамических режимах в ранние эпохи эволюции Земли свидетельствует широкое развитие коматиитов и гранулитов в архее. Коматиитовые расплавы, образовавшиеся в результате высокой степени плавления вещества мантии, будучи сравнительно тяжелыми, достигали поверхности при малой мощности литосферы в условиях растяжения. Гранулиты формировались при относительно высоких давлениях и температурах, в условиях сжатия. По оценкам ряда авторов, параметры гранулитового метаморфизма для различных регионов земного шара были следующие: $P(8\div 12)10^2$ МПа и $T800\div 900^\circ$ С. На основании этого делается вывод, что мощность сиалической коры в раннеархейское время достигали 40 км [8]. Эцлогиты и эцлогитоподобные породы, участвующие в строении докембрийских блоков земной коры, должны были образовываться при еще более высоких барических параметрах. По данным Н.В.Соболева и В.С.Шацкого [25], при формировании коровых эцлогитов, содержащих мелкие метаморфогенные сингенетичные алмазы и реликты коэзита, давление составляло 3—4 ГПа и более. Однозначного объяснения причин существования такого высокого давления в верхних частях земной коры авторы не находят. На несоответствие очень высокой степени метаморфизма ряда древних коровых эцлогитов давлению, обусловленному литостатической нагрузкой в 1—1,5 ГПа для глубин 40—60 км, указывали В.С.Соболев, Н.Л.Добрецов и другие исследователи.

Присутствие гранулитов на поверхности Земли позволяет предположить, что древние кратоны приподняты и эродированы на величину порядка 35—40 км. А чтобы объяснить присутствие на поверхности Земли эцлогитов, величину среза необходимо допустить еще большую, что вообще нереально. По-видимо-

му, более соответствует действительности предположение о том, что в архейское время существовали значительно более высокие не только геотермические, но и геобарические градиенты и, следовательно, «... P — T условия, характеризующие сейчас глубинные зоны, господствовали тогда вблизи поверхности Земли» [11, с. 47]. По представлению К.А.Шуркина и Ф.П.Митрофанова [26], ареальный метаморфизм гранулитовой фации в архейское время осуществлялся на незначительных глубинах в связи с более высоким литостатическим давлением в палеолитосфере. По расчетам упомянутых авторов плотность каменной оболочки того времени примерно в два раза превышала плотность современной земной коры. И.А.Резанов [20] высокие давления на поверхности Земли в архее объясняет возможным существованием первичной бескислородной атмосферы, обеспечивающей высокие давления и температуры. Такие условия приводили к формированию у поверхности земли гранулитов, в образовании которых, как известно, ведущая роль принадлежала CO_2 , а на глубине 15 км и более эклогитов.

На основании изложенного логично предположить, что формирование алмазоносных парагенезисов в архейской мантии должно было происходить на глубинах значительно меньших, чем те, которые вытекают из современных оценок для давления 4 ГПа. Современные расчеты учитывают, как правило, только литостатическое давление. Е.Е.Милановский и Б.А.Мальков [18] полагают, что необходимый уровень давления для кристаллизации алмаза в древней литосфере возник на относительно небольших глубинах. А понижение геобарических градиентов во времени связывается ими с гипотезой расширения остывающей Земли, что находит все большее подтверждение с позиции различных научных дисциплин [28].

Алмазы как равновесная форма углерода в условиях высоких давлений могли кристаллизоваться не только в мантии, но и в коре. Находки алмазов в древних метаморфических породах [17, 22] и приуроченность терригенных отложений, содержащих специфические алмазы, к полям развития метаморфических пород фаций высоких давлений позволили Ф.А.Летникову [14] обосновать точку зрения о возможности образования алмазов в земной коре при сравнительно низких P и T . Изучение условий формирования зон бластомилонитов и бластокатаклазитов дало основание этому исследователю сформулировать, с учетом современных достижений физики твердого тела, химической физики и экспериментальной минералогии, вывод о том, что образование и укрупнение алмазов могли осуществляться в глубинных тектонических зонах архейского или раннепротерозойского возраста, длительно сохраняющих напряженное состояние. Подчеркивается, что при тектонических деформациях пород на свежесформированных сколах минералов возникает огромное число активных центров,

обладающих высокой энергией. В результате взаимодействия этих центров с компонентами газовой смеси образуются высокобарные фазы, метастабильные по PT -условиям. Высокие давления и температуры на трещах поверхностях с одновременным воздействием восстановительных флюидов могут приводить к образованию микроалмазов на активных центрах. При длительном сохранении подобного режима должны осуществляться собирательная перекристаллизация и укрупнение алмазов. Необходимо учитывать, что в связи с гетерогенностью и неодинаковой проницаемостью флюидов подобных протяженных и долгоживущих зон распределение алмазов здесь может быть неравномерным.

С другой стороны, к рассматриваемым долгоживущим тектоническим зонам приурочены различные мантийные породы, которые могли содержать алмазы (микролиты-«затравки»). При деформации таких пород в условиях флюидизации мог происходить их эпитаксиальный рост при умеренных P и T [6]. В подобных случаях скопления алмазов будут очерчивать бывшие контуры тел мантийных пород, преобразованных более поздними процессами в высокодеформированные тектониты различного состава [15].

Выветривание и размыв значительных объемов метаморфических толщ приводили к формированию в условиях стабильной береговой зоны древних бассейнов россыпей, в т.ч. комплексных — циркон-рутил-золото-уран-ильменитовых и др., содержащих как мелкие, так и крупные алмазы с признаками древности облика (кубы, округлые ромбодекаэдры, агрегаты). По типоморфным особенностям и набору минералов-спутников они заметно отличаются от вынесенных глубинными магмами «мантийных» алмазов (октаэдры, плоскогранные формы), которые кристаллизовались при значительно более высоких и стабильных PT -параметрах. Экспериментально установлено, что октаэдры характерны для высокотемпературных условий синтеза алмаза при сверхвысоких давлениях, а кубические кристаллы — для низкотемпературных условий и умеренных давлений. Алмазы округлых форм формируются при пониженных температурах и высоком давлении с постепенным снижением этих параметров на завершающих этапах кристаллизации [1].

Доставка «мантийных» алмазов в верхние части коры осуществлялась наиболее глубинными магмами лампрофирового или щелочно-базальтоидного типа, которые, перерабатывая мантийный материал в присутствии большого количества летучих, формировали в конечном итоге кимберлит-лампроитовые породы с унаследованной алмазоносностью. Состав флюидов в областях генерации кимберлитовых и лампроитовых расплавов был различен. Повышенная кремнеземистость и пониженная известковистость лампроитовых расплавов по сравнению с кимберлитовыми и другие данные свидетельствуют о том, что в процессе генерации лампроитовых магм

главная роль принадлежала H_2O и F, а кимберлитовых — CO_2 . Условия для сохранности транспортируемых алмазов в лампроитовых расплавах по сравнению с кимберлитовыми были значительно более неблагоприятными из-за более высокой их температуры и значительно более агрессивной среды (пары воды, фтора). В связи с этим, по-видимому, не случайно из многочисленных проявлений лампроитов (Австралия, Италия, Испания, Северная Америка и др.) на сегодняшний день известно лишь одно промышленное тело в Западной Австралии (трубка Аргайл).

Появление «алмазоносных магм» в земной коре стало возможным с момента формирования относительно мощной жесткой литосферы, реагирующей на внешние воздействия хрупкими деформациями, т.е. с глубокого докембрия. Во всех изученных регионах внедрение алмазоносных магматитов связано с динамикой окраин крупнейших платформенных впадин и сопряжено с базальтоидными проявлениями.

Районы алмазоносного магматизма, как следует из анализа ситуации на древних платформах, сопряжены с переходными зонами от архейских блоков, соответствующих антиклинорным структурам эпохи внедрения продуктивных магматитов, к крупным платформенным осадочно-вулканогенным бассейнам того же времени развития. Тенденция к опосредованной пространственной связи кимберлитового магматизма с синхронно развивающимися внутриплатформенными или перикратонными вулканогенно-осадочными депрессиями общепланетарна и просматривается даже в кратонах с большим эрозийным срезом осадочного чехла.

Источником энергии, вызывавшей тектоно-магматическую активизацию устойчивых структур, могли быть разогретые астенотинзы в корневых зонах глубоких внутриплатформенных или перикратонных осадочных бассейнов. Другими словами, формирование кимберлитов и лампроитов — это активизация жестких блоков литосферы в участках повышенного теплового потока и интенсивной мантийной дегазации. Конвективно всплывшее мантийное вещество растекается с образованием компенсационных поднятий. Происходят его латеральное проникновение в алмазоносные литосферные блоки, их разогрев и формирование субшелочных флюидонасыщенных расплавов, способных в турбулентном режиме выносить на поверхность мантийные, в т.ч. алмазоносные, ксенолиты. Предполагается, что миграция флюидов (мантийных плюмажей), являющихся переносчиками тепла и вещества, вызвала метасоматическое преобразование участков истощенной мантии, частичное подплавление мантийного субстрата, его флюидизацию и формирование в результате этого расплавно-флюидных (астеносферных) выступов в массе «холодной» литосферы. Перемещение глубинных выплавов на более высокие уровни литосферы осуществлялось, как предполагается, по механизму зонной плавки [9], а

отделение их происходило при достижении температурного максимума (термального барьера) на глубинах 80—100 км, где началась кристаллизация. Выделившиеся в результате ретроградного кипения флюиды способствовали эксплозивному внедрению остаточных расплавов в земную кору [27].

Фрагменты мантийных пород, в т.ч. алмазоносных, присутствующие в кимберлитах и лампроитах в виде ксенолитов, глубина образования которых по составам сосуществующих минералов оценивается сейчас в 150—350 км и более, захватывались расплавами и выносились на поверхность, вероятно, со значительно меньших глубин. Максимальный уровень захвата ксенолитов соответствовал, по-видимому, уровню отделения расплавов на глубинах 80—100 км. Залегание на умеренных глубинах мантийных пород, образовавшихся при очень высоких PT параметрах, можно объяснить их более высокими градиентами в момент формирования рассматриваемых пород, определенной величины среза древней коры в докембрийское время, а также тектоническими и конвективными перемещениями блоков разуплотненного мантийного материала на более высокие уровни литосферы, о чем свидетельствуют признаки мантийного ретроградного метаморфизма [18]. Механизм выноса мантийных ксенолитов с глубин 200—300 км реально представить трудно.

Следствием и доказательством совместного проявления отмеченных процессов может являться совмещение разноглубинных минеральных ассоциаций в мантийных ксенолитах. Известно, что в ксенолитах перидотитов пиропы в той или иной степени, иногда полностью, замещены шпинелью, пироксеном, флогопитом; в ксенолитах мантийных эклогитов низкобарическая минерализация представлена шпинелью, кварцем, вулканическим стеклом. В большинстве глубинных включений фиксируются также более поздние, судя по взаимоотношениям, минералы — ильменит, рутил, К-амфибол, карбонаты, сложные титанаты K, Ba, Sr [9]. Структурные и вещественные преобразования минералов мантийных пород и наложенное минералообразование происходили под воздействием глубинных флюидов, первичные особенности парагенезисов минералов сохранились только внутри кристаллов алмазов. По оценкам некоторых авторов, диапазон декомпрессии был значительным — до 2—3 ГПа и даже 5 ГПа к моменту выноса мантийного материала глубинными магмами [16, 18]. Таким образом, чрезвычайно растянутый во времени этап формирования алмазоносных провинций можно разделить на три основные стадии: кристаллизация алмазов в литосфере в $AR-PR_1$ в процессе ее кратонизации; вынос алмазоносного мантийного материала на верхние уровни коры глубинными флюидонасыщенными магмами щелочно-базальтоидного типа в различные эпохи тектоно-магматической активизации и формирование кимберлит-лампроитовых пород с

унаследованной алмазоносностью; выветривание, денудация коренных источников и вмещающих пород, образование терригенных алмазоносных отложений.

Следовательно, в «жизни» алмаза происходят три важных события (переломных моментов), налагающих отпечаток на его облик той или иной специфики, в зависимости от «окружающей среды»: зарождение; перемещение в верхнюю часть земной коры; поступление в зону действия гипергенных процессов (химических и физических). Очевидно, что для различных групп алмазов время наступления этих событий и условия эволюции на данных отрезках «жизни» резко различаются. «Коровые» алмазы могли поступать в зону действия гипергенных процессов с архея и протерозоя и поэтому они будут нести наиболее явные следы древности. Основная масса «мантийных» алмазов подвергалась воздействию гипергенных процессов с палеозоя и в последующие эпохи в зависимости от времени формирования коренных источников и особенностей тектонического режима конкретных территорий. Таким образом, облик алмазов в древних и современных россыпях определяется как условиями их кристаллизации (первичные типоморфные признаки), так и степенью и характером гипергенного преобразования (вторичные типоморфные признаки). Некоторым преобразованиям подвергаются кристаллы также в расплавах-транспортерах (рост, растворение, коррозия и т.д.).

Из изложенного вытекает вывод, что для образования алмазоносных пород в верхних частях земной коры необходимо сочетание следующих благоприятных условий: расплавы потенциально алмазоносных пород должны зарождаться и отделяться в областях алмазоносной мантии; расплавы должны быть насыщены летучими компонентами, способствующими быстрой доставке глубинного материала к поверхности и обеспечивающими сохранность алмазов.

В связи с этим выделяются две группы «сквозных» критериев (или признаков) потенциальной алмазоносности: а) признаки глубинности пород (минералогические, изотопно-геохимические, петрохимические); б) признаки быстрого внедрения расплавов в земную кору и его последующего остывания (петрографические, структурно-текстурные и др.). Глубинные породы обычно высококальциевые, негнейзные, в большинстве случаев недонасыщены кремнеземом. Для них характерно относительно низкое содержание глинозема и повышенное — Ti, P, Ca. Такие породы несут, как правило, высокобарическую акцессорную минерализацию и содержат минералы основного—ультраосновного парагенезиса, обогащенные Cr, Ti, Ni, K, Ba, Nb (в т.ч. минералы алмазной фации глубинности). Геохимическая особенность наиболее глубинных пород — их сильная обогащенность некогерентными элементами (Ba, Nb, Zr, Th, U, Sr, Li, Rb), особенно легкими РЗЭ, при относительно высоких содержаниях сидерофильных компонентов

(Ni, Co, Cr). Потенциально алмазоносные породы должны содержать фрагменты мантийных и нижнекоровых пород, присутствие которых указывает как на глубинный характер расплавов, так и на быстрое перемещение их к поверхности. Это подтверждается эффузивным обликом пород, наличием в ее основной массе стекла (или продуктов его изменения), низкотемпературной серпентин-карбонат-хлоритовой минерализацией.

Следовательно, любая быстро внедряющаяся глубинная порода, локализованная в древних стабильных блоках литосферы, должна рассматриваться как потенциально алмазоносная. Чем древнее щелочная порода основного—ультраосновного состава, тем больше вероятность, что алмазоносными могут оказаться не только высококальциевые, но и натриевые разновидности в связи с известной тенденцией эволюции магматизма от преимущественно натриевого в докембрии до ультракальциевого в кайнозое.

Потенциальная алмазоносность устойчивых блоков литосферы зависит от условий и направленности их эволюции. Отдельные зоны кратонов испытывали омоложение под воздействием последующих тектоно-термальных событий, что понижало их продуктивность. Интенсивная переработка литосферы, вызванная процессами тектоно-магматической активизации, могла приводить к разрушению древнего алмазоносного мантийного субстрата и перемещению уровня алмаз-пироповой фации метаморфизма на большие глубины, определяемые P и T градиентами [18]. Следовательно, алмазоносность кимберлитов в принципе зависит не от возраста интрузий, а от структурно-тектонической позиции их размещения. Молодые кимберлиты, характеризующиеся в целом более низкой алмазоносностью, как показывает анализ ситуаций на древних платформах, локализованы преимущественно в зонах протерозойских подвижных поясов. В случае размещения их в пределах архейских кратонов они, как правило, высокопродуктивны (например, мезозойские кимберлиты Западной Африки). Правомерно, по-видимому, считать, что алмазоносные породы могут образоваться в участках литосферы, где сохранилось неглубокое залегание блоков древнего алмазоносного субстрата, т.е. в пределах кратонов архейского или протерозойского (преимущественно лампроиты) возраста. Промышленная алмазоносность кимберлитов, локализованных в протерозойских подвижных поясах, также не исключается.

При взаимодействии благоприятных факторов возможно проявление повышенных концентраций алмазов в составе разнообразных мантийных магматитов лампроитового типа и в т.ч. в «неординарных» тектоно-термальных обстановках, запрещенных «правилами» Клиффорда. Не исключается появление отдельных трубочных или даечных тел алмазоносных магматитов в составе массивов щелочных основных—ультраосновных пород, особенно в наиболее древних комплексах. Однако вероятность формирования высокопродуктивных кимберлитов и лампроитов наи-

большая в условиях невысокого теплового потока и незначительной интенсивности глубинного магматизма, т.е. в случае их автономной локализации или в ассоциации с трубчатыми телами щелочных базальтоидов и пикритов. Другими словами, алмазоносные породы формируются в областях тектоносферы, где к моменту их образования отсутствовали интенсивные процессы тектоно-магматической активизации.

Формирование наиболее высокоалмазоносных кимберлитов в центральных частях кратонов связано, по-видимому, с меньшими глубинами залегания алмазоносного мантийного субстрата и значительно меньшей степенью его переработки. Литосфера центральных частей кратонов была наиболее «холодной» и имела наибольшую мощность на момент формирования пород, что определяло и большую глубину расплавов.

На основании изложенного для прогнозно-поисковых целей выделяется ряд формаций алмазоносных и потенциально алмазоносных глубинных вулкаников устойчивых областей, куда с учетом имеющихся данных по алмазопоявлениям в различных типах пород (Ф.В.Каминский) и построений Ю.А.Кузнецова, Ю.М.Шейнманна, Н.П.Хераскова и др. войдут следующие группы формаций.

Группа щелочно-ультраосновных формаций:

1) кимберлитов; 2) оливиновых лампроитов; 3) центральных интрузий щелочно-ультраосновных пород(?).

Группа щелочно-базальтоидных формаций:

1) лейцитовых и санидиновых лампроитов и лампрофиров; 2) автономных трубок взрыва щелочных базальтоидов и щелочных пикритов.

Вопросы о взаимоотношениях алмазоносных пород с другими типами платформенных магматитов — карбонатитами, щелочно-ультраосновными образованиями и различными базанитами — требуют более глубокой петрологической проработки. Если ранее считалось, что типичные алмазоносные кимберлиты ни с какими другими типами пород, кроме траппов, не ассоциируют, то последующие открытия опровергли эту точку зрения. На севере Восточно-Европейской платформы обнаруживается связь, по крайней мере пространственная, промышленных кимберлитов с трубками щелочных базальтоидов и пикритов.

В последние годы появились новые результаты исследований генетических взаимоотношений кимберлитов и кимберлитоподобных пород, лампроитов и лампроитоподобных щелочных базальтоидов. Установлено, что разнообразные глубинные вулканики, содержащие барофильные минералы мантийных парагенезисов, широко распространены на Сибирской платформе, где они участвуют в строении интрузивно-вулканических комплексов, различающихся геолого-тектоническим положением, временем проявления, набором петрографических типов пород и геохимической специализацией. Интересно, что в составе среднепалеозойских кимберлитовых комплексов выявлены комагматичные породы, представляющие собой монтичеллитовые, мелилит-монтичелли-

товые, флогопит-клинопироксеновые и иногда нефелиновые разновидности. Они слагают как самостоятельные жильные, трубчатые тела, так и индивидуализированные («рудные столбы») в сложнопостроенных трубках (трубка Удачная) [10].

Не являются «запрещенными» для алмазоносных пород такие минералы, как нефелин и даже плагиоклаз. В трубках щелочных базальтоидов Болванцы и Карахта (север Русской платформы) обнаружены алмазы в ассоциации с клинопироксеном, оливином, нефелином, плагиоклазом, стеклом, а также генетическими спутниками — пиропом и пикроильменитом [12]. В щелочных пикритах с установленной алмазностью содержатся минералы различных уровней глубинности от алмаза, пироба и хромитов до альбита [13].

В кимберлитах Чадобецкого поднятия, содержащих пироп, присутствуют клинопироксены и амфибол, что сближает их с ингилиитами. Трубка Неожиданная имеет характерное строение. Ее северо-западная часть сложена слюдяными кимберлитовыми брекчиями, которые к центру тела сменяются мончикитами (флогопит, авгит, роговая обманка в апостекловатой основной массе) [3]. В дайке Бушканайская (Восточные Саяны) наблюдаются переходы от слюдяных кимберлитов (ингилитов) к меймечитам, альнеитам и мелилитовым базальтам.

Таким образом, методология прогнозирования и методика поисков коренных магматогенных источников алмазов должны учитывать вещественные (особенно минералогические), физические, структурно-текстурные и другие особенности широкого спектра пород и разнообразные геодинамические обстановки их проявления [19]. Прогнозную оценку отдельных крупных частей платформ на региональной стадии рекомендуется осуществлять по следующим основным направлениям: установление типа, структурно-тектонических и геодинамических особенностей литосферы с помощью комплекса геолого-геофизических (в т. ч. дистанционных) методов; определение в терригенных формациях соотношения «мантийных» и «коровых» алмазов по набору типоморфных признаков — резкое преобладание последних делает поиски магматогенных коренных источников бесперспективными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безруков Г.Н., Бутузов В.П., Горохов С.С. Некоторые аспекты природного алмазобразования в свете экспериментальных данных // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 3. С. 679—682.
2. Владимиров Б.М. Раннедокембрийские алмазоносные породы — свидетельства особых условий эволюции тектоносферы на ранних этапах геологической истории Земли // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Новосибирск, 1985. С. 53—58.
3. Владимиров Б.М., Дауев Ю.М. и др. Геология и генезис алмазных месторождений. М., 1989. Кн. 1. Геохимия архей / Ред. А.Кренер, Г.Н.Хенсон, А.М.Гудвин. — М.: Мир, 1987.
4. Герни Д.Д., Харрис Д.В. Кратон Калахари: пример того, как правило Клиффорда отражает древнюю природу алмазов // Геология и геофизика. 1993. № 10. С. 40—44.

6. Дерягин Б.В., Федосеев Д.В. Рост алмазов и графита из газовой фазы. — М.: Наука, 1977.
7. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии.
8. Добрецов Н.Л. Эволюция эндогенных процессов и изменение глубинного строения Земли // Геология и геофизика. 1986. № 1. С. 54—64.
9. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. — М.: Мир, 1983.
10. Егоров К.Н., Богданов Г.В. Монтичеллит из кимберлитов Якутии // Зап. ВМО. 1991. Вып. 2. С. 78—86.
11. Замаев С.М., Грабкин О.В. Эндогенные режимы развития Сибирской платформы // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Новосибирск, 1985. С. 45—52.
12. Каминский Ф.В., Кюев Ю.А. и др. Признаки алмазности щелочных базальтоидов севера Русской платформы // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. № 4. С. 939—941.
13. Каминский Ф.В., Черная И.П., Черный А.В. Находки кристаллов алмаза в щелочных пикритах щелочно-ультраосновной формации // Минералогический журнал. 1986. № 2. С. 39—45.
14. Летников Ф.А. Образование алмазов в глубинных тектонических зонах // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 2. С. 433—435.
15. Летников Ф.А., Савельева В.Б., Балишев С.О. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. — Новосибирск: Наука, 1986.
16. Мальков Б.А. Архейская алмазоносная мантия и кимберлитовый вулканизм в модели расширяющейся Земли // Проблемы расширения и пульсации Земли. М., 1984. С. 56—61.
17. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И. и др. Докембрийские алмазоносные формации мира. — М.: Наука, 1976.
18. Милановский Е.Е., Мальков Б.А. Архейская алмазоносная мантия в модели расширяющейся Земли // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 2. С. 430—434.
19. Никулин В.И., Ерхов В.А., Поспеев В.И. О критериях прогноза кимберлитовых полей // Советская геология. 1988. № 11. С. 31—42.
20. Резанов Н.А. Три фазы ранней истории Земли // Советская геология. 1988. № 3. С. 105—112.
21. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. — Л.: Недра, 1982.
22. Сидоренко А.В., Розен О.М., Теняков В.А. Углеродсодержащие метаморфические комплексы докембрия как потенциальный источник алмаза // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 6. С. 1433—1436.
23. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 63—80.
24. Соболев Н.В., Харькин А.Д., Похиленко Н.П. Кимберлиты, лампроиты и проблема состава верхней мантии // Геология и геофизика. 1986. № 7. С. 18—28.
25. Соболев Н.В., Шацкий В.С. Включения минералов углерода в гранатах метаморфических пород // Геология и геофизика. 1987. № 7. С. 77—80.
26. Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры // Тектоника Сибири. Новосибирск, 1983. Т. XI. С. 8—16.
27. Bailey D.K. Volatile flux and generation of the kimberlite-carbonate-alkaline magma spectrum // Miner. Mag. 1980. Vol. 43. № 330. P. 695—699.
28. Carey S.W. The expanding Earth. — Amsterdam, Elsevier, 1976.
29. Kramers J.D. Lead, uranium, strontium, potassium and rubidium in inclusion — bearing diamonds and mantle-derived xenoliths from Southern Africa // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 42. № 1. P. 58—70.
30. Meyer H.O. Genesis of diamond: a mantle saga // Amer. Miner. 1985. Vol. 70. № 3—4. P. 344—355.
31. Richardson S.N., Gurney J.J., Erlank A.J., Harris J.W. Origin of diamonds in old enriched mantle // Nature. 1984. Vol. 310. № 5974. P. 198—202.

УДК 551.24+552.323.6 (571.56)

© В.М.Мишнин, 1997

Древнее рифообразование — предвестник внедрения кимберлитов в Якутской алмазоносной провинции

В.М.МИШНИН (ГУП ЯПСЭ Комитета по геологии и недропользованию РС (Я))

В работах [4, 9, 10, 15, 18, 19] отмечена тесная пространственная и парагенетическая связь некоторых видов оруденения (вкрапленная свинцово-цинковая минерализация, стратиформные полиметаллические руды, колчеданная ассоциация, медистые песчаники и др.) с древними рифовыми постройками. Причину связи большинство исследователей видит в приуроченности как самого оруденения, так и вмещающих его построек к глубинным разломам в кристаллическом фундаменте, хотя сами постройки занимают определенное стратифицированное место в гораздо более молодом осадочном чехле. В древние бассейны по полостям разломов поступали осадки в виде потоков биологически активного вещества (ювенильной воды и углекислоты, первичного метана, углеводородов нефтяного ряда, металлоносных терм), а также эндогенного тепла и энергии упругих сейсмических колебаний, необходимых для постоянной репродукции рифостроящих организмов и освоения ими рудных компонентов. Впечатляют данные Р.Хорна [18] о прижизненном обогащении донных организмов

в зонах влияния активных разломов свинцом в 2600 раз, оловом в 2700 раз, молибденом в 6000 раз, ванадием в 280 000 раз по сравнению с содержанием этих элементов в морской воде.

Особое внимание исследователи обращают на стабильное субгоризонтальное положение верхней кромки рифовых построек относительно «водного зеркала». Оно было унаследованным на протяжении многих геологических периодов. Это создавало историческую преемственность в образовании рифов и позволяло молодым постройкам конформно надстраивать по вертикали и латерали более древние, соблюдая условия компенсационного прогибания дна бассейна седиментации.

Такая обстановка саморазвития рифовых систем, несомненно, отражала лишь приповерхностное проявление особого эндогенного режима, скрытого от прямого наблюдения в недрах кристаллического фундамента. Сам же режим создал не только уникальные по размерам рифовые барьеры (например Анабаро-Синский протяженностью около 2000 км, высотой около 2000 м), но предварительно

сформировал гораздо более древние и глубинные тектонические корни, проникающие в верхнюю мантию.

Рифовые постройки общей протяженностью до 600 км и высотой до 100—150 м прослежены Ю.В.Давыдовым [9] в верхнекембрийских отложениях бассейна Средней Лены. Вытянутая в северо-восточном направлении цепь из водорослевых банок контролирует проявления медистых песчаников внутри Илгинской палеофациальной зоны. В этом же регионе, но стратиграфически выше в отложениях ордовика М.Д.Булгаковой [4] выявлены рифовые тела, образующие Приленскую структурно-фациальную зону, унаследовавшую местоположение и простираение от позднекембрийской зоны. Ими же контролируется вкрапленная свинцово-цинковая минерализация.

Приведенные в качестве примера рифовые системы — крупные геологические тела регионального и надрегионального ранга. Ассоциирующую с ними стратиформную минерализацию, включая битумы и фосфаты, автор в 1974 г. отнес к особому (барьерному) классу рудных формаций [13]. Подобная минерализация, как и вмещающие ее рифовые постройки, обладает аномальными физическими свойствами и поэтому такие образования достаточно уверенно прослеживаются с помощью методов среднемасштабной геологической съемки (в открытых районах) и глубинного геофизического зондирования — высокоточная гравиметрия, электроразведка, ВЭЗ, сейсмометрия МОГТ (на закрытых территориях). Так, Анабаро-Синский риф методом МОГТ прослежен под перекрывающими толщами Вилюйской синеклизы на глубинах 4—4,5 км и более [7].

Контрастность и выдержанность индикационных характеристик древних рифовых систем позволяют надеяться, что по мере возрастания степени геолого-геофизической изученности будет детально прослежена и закартирована их пространственная сеть (решетка), что значительно расширит возможности прогноза нахождение перспективных рудоносных площадей. В то же время перечень полезных ископаемых, ассоциирующих с рифовыми системами, может пополниться совершенно неожиданными, на первый взгляд, видами, в частности, алмазонасными кимберлитами.

Предпосылками для такого заключения служат систематические находки обломков колониальных силурийских кораллов в кимберлитовых брекчиях Далдынского и Алакитского рудных полей [3], хотя силурийские отложения в этом алмазонасном районе полностью уничтожены денудацией, и кимберлитовмещающими здесь являются более древние свиты нижнего палеозоя.

В развиваемой системе взглядов парадоксально то, что рифовые постройки, известные в Якутской алмазонасной провинции, активно развивались в раннем палеозое, тогда как массовое внедрение кимберлитов происходило гораздо позднее — в среднем

палеозое (поздний девон — ранний карбон). Но такое впечатление складывается, если не учитывать многочисленные, разбросанные по производственным работам данные о длительной предрудной подготовке. Последняя создавала скрытые зоны проницаемости, узлы мелкой тектонической трещиноватости, очаги объемного конседиментационного, судя по максимумам остаточных мощностей, расширения, т. е. целую группу геодинамических факторов, благоприятствовавшую доставке исключительно малых и дискретных порций глубинной кимберлитовой магмы к дневной поверхности.

С учетом этих предвестников массового внедрения кимберлитов на региональных площадях первоначальная парадоксальность разрабатываемой концепции значительно сглаживается. Связующим звеном между рифовыми системами и сообществами кимберлитовых тел является редуцированный тип геологического разреза осадочного чехла, объединяющий как рифовые, так и кимберлитовые тела. Редукция в этом случае выражена в виде значимого сокращения суммарной мощности структурного яруса, вмещающего тела, а также в сокращении мощности отдельных образующих его свит и в увеличении общего числа внутриформационных перерывов, осложняющих ярус.

Применительно к рифовым системам влияние редукции рассматривалось А.А.Гудковым [8], В.Е.Савицким и В.А.Асташкиным [15] на примере анализа мощностей собственно рифовой, за- и прерифовой фаций Анабаро-Синской системы. В отношении сообществ кимберлитовых тел аналогичные выводы были сделаны Ф.Ф.Брахмогелем при сравнении мощностей осадочных свит, вмещающих кимберлиты Малоботуобинского, Далдынского, Алакитского, Чомурдахского, Дюенского, Старореченского, Молодинского и Куойского полей [3]. Им же установлена повышенная частота встречаемости остатков колониальных рифостроящих организмов в кимберлитовых брекчиях некоторых из этих полей.

В.Т.Подвысоцким и Е.Н.Беловым [14] первоначально предполагаемые величины денудационного среза кимберлитов отдельных перечисленных полей были скорректированы в сторону их значительного (в 2—3 раза) снижения.

С проблемой идентификации мест реального и предполагаемого внедрения кимберлитов по литолого-стратиграфическим и тектурным особенностям кимберлитовмещающего разреза тесно сопряжена еще более актуальная проблема идентификации линейных структурно-тектонических зон, контролирующих размещение групп кимберлитовых полей. Подобные зоны в достаточном изобилии выделены в пределах Якутской алмазонасной провинции различными исследователями с момента открытия здесь коренных месторождений алмаза [1].

Для их обоснования разработан ряд геолого-геофизических моделей. По мнению авто-

ра, наиболее подкреплена сейсмометрическими количественными данными модель глубинного интъективного вала [12, 16] как закономерного элемента внутренней структуры каждой из субпровинции, которых всего шесть. Сам же каркас может быть представлен как тектоническая решетка, образованная пересечением интъективных валов по трем геометрическим типам группирования тел в геологическом пространстве — концентрически-радиальному, ортогональному и диагональному [13].

Наиболее детально глубинными геолого-геофизическими зондированиями исследована субпровинция Восточно-Тунгусской трапповой синеклизы, вмещающая главные горнорудные узлы алмазодобывающей промышленности — Мирнинский, Удачинский, Айхальский. В плане она имеет вид крупной полушашки (500×300 км) и состоит из восьми радиальных валов, веером расходящихся от общего центра с интервалами 70—90 км и пересекающих внешний борт синеклизы.

Общепринятым эталоном является второй (считая по часовой стрелке) вал, вернее, протянувшаяся по его продольной оси Далдыно-Алакитская тектоническая зона, которая соединит в прямую ленту трубку Моркока и еще около 100 тел Алакитского и Далдынского кимберлитовых полей. На временных разрезах она аппроксимируется региональным мегавалом северо-восточного простирания протяженностью около 300 км при ширине основания 40—50 км и суммарной амплитудой (включая глубинные корни) около 50 км. По вертикали мегавал расчленен на три структурных этажа.

Нижний этаж снизу ограничен разделом Мохоровичича, а сверху внутрикоровым сейсмическим горизонтом $K_{отр}$. За пределами изучаемых площадной сейсмометрией полей (Малоботуобинского, Алакитского, Далдынского) этаж залегает субгоризонтально в интервале глубин 35—45 км. Непосредственно под кимберлитовыми полями он претерпевает крутой антиклиальный изгиб, вследствие чего раздел $K_{отр}$ приближается к дневной поверхности до глубин 25—30 км. Амплитуда изгиба (профили Тас-Юрях—Малыкай, Моркока—Муна) оценивается В.Д.Суворовым в 5—12 км [17]. В субстрате мантии (ниже поверхности Мохоровичича) этаж имеет свои тектонические корни в виде узкой желобообразной синформы, амплитуда которой примерно равна амплитуде вертикального изгиба горизонта $K_{отр}$, полностью расположенного внутри кристаллического фундамента.

Второй (промежуточный) структурный этаж гипсометрически заключен между разделом $K_{отр}$ и кровлей кристаллического фундамента. Этаж конформно, но с затуханием амплитуды облекает положительный изгиб нижнего структурного этажа. В верхней части рассматриваемого этажа, примерно на глубине 12—15 км от дневной поверхности, расположен раздел со средними пластовыми скоростями около 6,2 км/с. Ниже его и до кровли горизонта $K_{отр}$

приращение скоростей продольных волн происходит очень медленно или даже вовсе не происходит (профиль Олгуйдах—Мирный). По этому признаку слой мощностью 20—25 км, установленный на многих древних платформах, отнесен Ю.М.Саркисовым к инверсионному этажу [16], а появляется при перемещении аллохтонных серпентинизированных масс. С учетом этого обстоятельства предлагаемая модель названа «интъективным мегавалом».

Под Далдыно-Алакитской кимберлитоконтролирующей зоной в кровле второго этажа по опорному геоэлектрическому горизонту (материалы В.И.Попова) оконтурен соизмеримый с ней по площадным параметрам и совпадающий по простиранию линейный горстообразный выступ (рисунок). Последний имеет максимальную (3—3,5 км) относительную амплитуду на юго-восточном окончании, где он как вертикальная крепостная стена отделяет друг от друга наиболее глубокие впадины Восточно-Тунгусской трапповой синеклизы — Мукамбинскую (—4,6 км) и Верхневильюканскую (—4,3 км).

Вдоль радиуса трапповой синеклизы (с юго-запада на северо-восток) амплитуда горста плавно затухает и составляет под трубкой Моркока — 0,7 км, Айхал — 0,4 км, Удачная — 0,3—0,2 км. Далее на восток, по данным электроразведки, горст не прослеживается.

Верхний структурный этаж представлен платформенным чехлом, который конформно облекает горстообразный выступ кровли фундамента и сложен терригенно-карбонатными отложениями венда — силура. Гипсометрически выше поверхности фундамента на 100—250 м почти на всей территории рассматриваемой субпровинции прослежены региональные опорные отражающие горизонты ВР (венд — рифей) и КВ (кембрий — венд). Их морфология (данные Э.Л.Макматова) свидетельствует о том, что в основании осадочного чехла происходит всеорообразное разделение горста кристаллического основания на три частных продольных вала — Вавуканский, Верхнеморкокинский и Умоткинский. Их оси ориентированы согласно с простиранием его центральной оси и с направлением длинных осей большинства кимберлитовых тел Далдынского и Алакитского рудных полей. В свою очередь, как показала высокоточная сейсморазведка (данные Ю.М.Подмогова), эти валы осложнены продольными узкими (0,5—1 км) трогами (всего 8), в которых локализовано свыше 85 % общего числа выявленных в этом регионе кимберлитовых тел.

Амплитуда частных валов, как и контрастность горста, расположенного в их основании, плавно снижается по радиусу трапповой синеклизы в центробежном направлении. В краевой части горста, там где сказывается влияние смежных с ним глубоких впадин (Мукамбинской и Верхневильюканской), она оценивается в 1,2—1,4 км, под трубкой Моркока — в 0,4—0,5 км, Айхал — в 0,25—0,3 км, Удачная — в 0,2—0,25 км, тогда как гипсо-

метрические отметки подошвы осадочного чехла в этом направлении изменяются от -3,4 до -2,5 км. В этом же направлении упрощается внутреннее строение мегавала: боковые частные валы (Вавуканский и Умоткинский) постепенно выклиниваются и к востоку от трубки Зимняя прослеживается лишь один центральный — Верхнеморкокинский вал, приобретающий форму брахиантеклинали с пологими склонами.

Находки Ф.Ф.Брахфогелем [3] обломков рифовых построек силурийского возраста (из кундинской и яральинской свит) в составе кимберлитовых тел Далдыно-Алакитской зоны позволяют предположить, что в позднем силуре над гребнем мегавала размещалась цепь из коралловых рифов. Однако она была не единственной. Под ней, но уже в составе венд-кембрийского структурного подъяруса буровыми скважинами (с юго-запада на северо-восток — Сохолохской-706, Тонгхайской-708, Айхальской-703, Удачинской-2531) вскрыт еще один риф — из биогерм и биостромов.

Таким образом, формирование древних барьерных рифов было унаследованным и многократным не только в рудно-фациальных зонах, специализированных на медь (Илгинская) и полиметаллы (Приленская), но и в зонах, контролировавших размещение кимберлитовых полей. Для дополнительного обоснования этого тезиса обратимся к наиболее крупному в северном полушарии Анабаро-Синскому барьерному рифу.

В начале 40-х годов завершающегося столетия риф был почти одновременно открыт А.К.Бобровым [2] и Ю.К.Дзевановским [10]. В 70-х годах он интенсивно изучался В.Е.Савицким, В.А.Асташкиным, А.А.Гудковым и другими исследователями как крупная нефтегазоносная структура. По результатам этих работ устанавливается, что риф наподобие гигантского моста еще до заложения Вилуйской синеклизы в раннем палеозое соединил по кратчайшему расстоянию две самые крупные положительные структуры основания Сибирской платформы — Алданский шит и Анабарский кристаллический массив. Слева от «моста» находился гигантский Сибирский солеродный бассейн (Западная фациальная область), а справа не менее обширный Юдомо-Оленекский бассейн горючих сланцев (Восточная фациальная область). Сам же риф представлял собой переходную фациальную зону с особым рифогенно-обломочным типом осадконакопления.

В современном денудационном срезе этой зоне соответствует цепь северо-восточного простираения из частных положительных структур: Омнинский выступ → Алдано-Ленский структурный нос → Баппайский выступ → Тюкян-Чебыдинская поперечная зона поднятий (седловина) → Нижнетюкянское поднятие → Мархинский мегавал → Верхнесилигирский вал → Серкиминский структурный нос. Этот «пьедестал», на котором расположен Анабаро-Синский барьерный риф, в уменьшенном виде с удивительной точностью копирует горстообразный вы-

ступ (по кровле кристаллического фундамента) в основании охарактеризованной Далдыно-Алакитской кимберлитоконтролирующей зоны.

В перекрывающем «пьедестал» осадочном чехле также прослеживаются три частных продольных вала. Каждый из них представлен автономным линейным рифовым комплексом (с запада на восток): алданским, лено-амгинским и позднекембрийским. На Анабарской антеклизе первые два комплекса ограничены с востока Ханнинским прогибом, третий же находится на противоположной стороне прогиба и соответствует, по данным П.К.Мазаевой, Верхнетюкнскому валу [11] или Кучарскому рифу А.К.Боброва, где в составе чокукской свиты широко представлены водорослевые биогермы верхнего кембрия. Подобное размещение комплексов свидетельствует о поступательной миграции в кембрии процесса древнего рифообразования с запада на восток — в сторону открытого моря.

С учетом Кучарского рифа общая ширина Анабаро-Синской рифовой системы на Прианабарском отрезке составляет 120—150 км, что сопоставимо с ее шириной на Приалданском отрезке и примерно в три раза превосходит ширину Далдыно-Анабарской кимберлитоконтролирующей зоны. В створ последней попадают Верхнемунское и недавно открытое в бассейне р. Мархи Накыньское кимберлитовые поля на Прианабарском отрезке, а также Тобукское и Хатыстырское кимберлитовые поля и ряд минералогических и геохимических аномалий трубчатого типа на Приалданском отрезке рифовой системы (данные В.К.Колодезника).

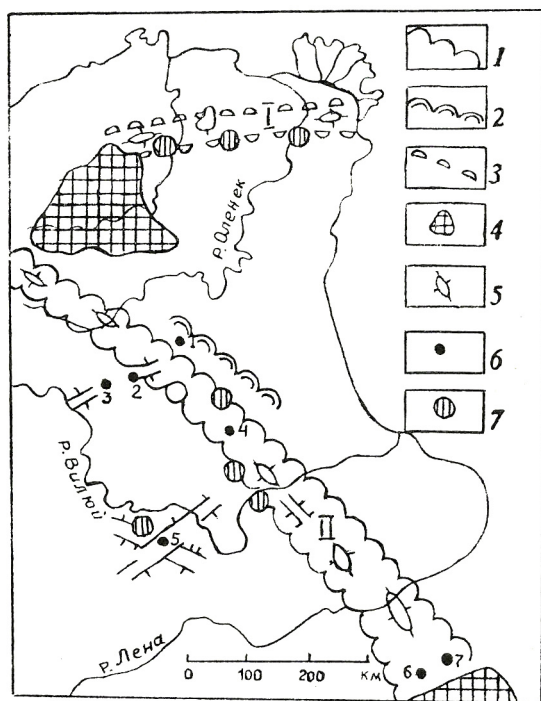
На территории Вилуйской синеклизы между этими отрезками располагаются перспективные россыпные ореолы алмаза (Чилийский, Конончанский, Верхнечимидиконский и др.), а также открытый В.В.Гайдуком и Э.А.Шамшиной ореол высокохромистых пиропов в базальном конгломерате раннекаменноугольного возраста (по керну Усть-Мархинской скважины). Последний локализован в пределах Тюкян-Чебыдинской зоны поперечных поднятий (седловины), сопоставимой по площадным параметрам с Далдыно-Алакитской кимберлитоконтролирующей зоной.

Сама же седловина, по заключению В.В.Гайдука [5], является главной поперечной положительной структурой девонской палеорифовой системы, погребенной под верхнепалеозойско-мезозойским ярусом Вилуйской синеклизы. Данный исследователь, вслед за А.А. Гудковым [8], показал, что этот элемент девонской тектонической решетки на местности до деталей совпадает с кембрийским Анабаро-Синским рифом, образующим раннепалеозойское основание Тюкян-Чебыдинской седловины. Непосредственно перед внедрением кимберлитов (поздний девон—ранний карбон) изучаемая седловина представляла собой область относительно устойчивого тектонического воздымания. На это указывает залегание на раннепалеозойском цоколе только самых поздних свит де-

вона в значительно редуцированных мощностях по сравнению с нормальными мощностями точно таких же свит смежных впадин — Ыряттинской (на западе) и Сягдинской (на востоке). Нижние свиты девона, известные в этих впадинах в пределах седловины, глубоким бурением до настоящего времени не вскрыты.

Дополнительным фактором отнесения Анабаро-Синской рифовой системы к потенциальной кимберлитоконтролирующей структуре следует считать установленный И.К.Макаровым в бассейне р. Арга-Сала интенсивный магнезиальный метасоматоз, наложенный на рифовые постройки в составе верхненеленского подъяруса. Аномально высокие содержания магния отмечаются как в собственно прото-кимберлитовых минералах (пикроильменит, шпинели и др.), так и в составе связующей их карбонат-серпентинитовой массы.

Под влиянием метасоматоза первичная водорослевая структура рифовых образований почти нацело уничтожена, а сами они замещены характерными пористо-кавернозными массивными доломитами со струйчато-полосчатой текстурой. Такие же породы обнаружены В.Е.Савицким на р. Лена в составе титаринской свиты и на р. Амга в составе бердигестяхской свиты [15]. В дополнение к магнезиальному метасоматозу к признакам



Рифовые системы, влияющие на структурный контроль кимберлитов:

1 — ранне-среднекембрийская, 2 — позднекембрийская; 3 — сквозного развития в кембрии (I — Анабаро-Нижнеленская, II — Анабаро-Синская); 4 — выступы кристаллического фундамента; 5 — горы основания рифовых систем; 6 — кимберлитовые поля (1 — Верхнеумское, 2 — Алакитское, 3 — Далдынское, 4 — Накынское, 5 — Малоботубинское, 6 — Хатыстырское, 7 — Тобукское); 7 — индикационные россыпные ореолы алмазов и минералов-спутников

высокой проницаемости пород раннепалеозойского основания он относит густую тектоническую трещиноватость и развитие по трещинам и порам сульфидной и битумной минерализации. Для этой территории характерно также обилие восходящих сероводородных источников с высоким дебитом.

К числу структур, перспективных на поиски кимберлитовых тел, в Западной Якутии следует отнести и установленную Н.И.Гогиной и Б.Н.Леоновым Анабаро-Нижнеленскую рифовую систему в отложениях кембрия [6]. Как и рассмотренная выше, она берет свое начало на древнем кристаллическом выступе (Анабарский массив) и по цепочке поднятий (Саскылахский выступ → Санныйское поднятие → Тюмятинский свод) общей протяженностью около 600 км достигает другого крупного краевого выступа древней платформы (Тура-Сисского). Ширина этой системы, которая ориентирована в субширотном направлении, 25—30 км.

Анабаро-Нижнеленская рифовая система пересекает многочисленные россыпные ореолы алмазов и минералов-спутников, в т.ч. такие важные в практическом отношении, как (с запада на восток): Эбеляхский, Уджинский, Нижнеоленинский, Приленский. В отличие от Анабаро-Синской зоны коренные источники алмаза здесь, по-видимому, не девонские, а раннетриасовые кимберлиты (и лампроиты?), на что указывает массовое поступление неокатанных кристаллов алмаза в погребенные россыпи норийского яруса (проявления Тит-Ары и на мысе Цветкова).

В пределах рассматриваемой рифовой зоны, как и в Анабаро-Синской, широко проявлены признаки магнезиального метасоматоза. Вторичные (по водорослевым известнякам) доломиты установлены в составе анабарской и лопарской (западная часть зоны), а также в составе тюсэрской и балаганахской свит (восточная часть). Степень доломитизации пород анабарской свиты использована В.А.Милашесвым для прогноза долиново-карстовых россыпей алмаза, а Р.С.Родиным — для прогноза карстовых бокситов. В доломитах тюсэрской свиты выявлена вкрапленная сульфидная минерализация, а в карбонатных породах балаганахской свиты повышенная золотонность.

Изложенное свидетельствует об особой избирательной роли древних рифовых систем в организации регионального рудообразующего процесса еще на стадии его предрудной тектонической подготовки в условиях режима древней платформы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арсеньев А.А. Трещинная тектоника и алмазность восточной части Сибирской платформы // Геология алмазных месторождений. М., 1963. С. 39—44.
2. Бобрин А.К. Геология Предбайкальского краевого прогиба (северо-восточная часть), строение и перспективы нефтегазоносности. — М.: Наука, 1964.
3. Брахмгольц Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма Северо-Востока Сибирской платформы. — Якутск, 1987.

4. *Булгакова М.Д.* Ранний — средний ордовик Средней Лены: литология и рудоносность // *Металлоносность осадочных и магматических комплексов Средней Лены*. Якутск, 1995. С. 18—43.
5. *Гайдук В.В.* Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система // *Геотектоника*. 1987. № 3. С. 66—67.
6. *Гогина Н.И., Леонов Б.Н.* Кембрийские рифы Нижней Лены // *Геология и геофизика*. 1983. № 9. С. 94—98.
7. *Голячук Н.А., Дорман М.И.* Некоторые результаты изучения кембрийской рифовой системы Сибирской платформы сейсморазведкой МОГТ // *Тектоника и геология рудных и нефтегазоносных районов Якутии*. Якутск, 1985. С. 77—84.
8. *Гудков А.А.* Тектоника осадочного чехла Вилуйской синеклизы и прилегающих районов Предверхоянского прогиба // *Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии*. Якутск, 1968. С. 32—40.
9. *Давыдов Ю.В.* Закономерности размещения меланого оруднения в верхнекембрийских отложениях Средней Лены // *Металлоносность осадочных и магматических комплексов Средней Лены*. Якутск, 1995. С. 6—17.
10. *Дзевановский Ю.К.* К открытию археоциатовых рифов на р. Алдан в Якутии // *Докл. АН СССР*. 1972. Т. 36. № 1. С. 28—30.
11. *Мегакомплексы* и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы / Коллектив авторов. — М.: Недра, 1987.
12. *Мишин В.М.* Гомологи структур океанического дна в литосфере алмазоносной провинции (Западная Якутия) // *Отечественная геология*. 1994. № 8. С. 35—42.
13. *Мишин В.М., Бадарханов Ю.Н., Болознев В.И.* Якутский мегакратон, нетрадиционные аспекты тектоники и минерализации. — Якутск, 1987.
14. *Подвысоцкий В.Т., Белов Е.Н.* Состав и условия формирования древних осадочных коллекторов и россыпей алмазов. — Якутск, 1995.
15. *Савицкий В.Е., Асташкин В.А.* Рифовые системы Западной Якутии // *Советская геология*. 1978. № 6. С. 27—36.
16. *Саркисов Ю.М., Кудымов В.М.* и др. Новые данные о составе, структуре и геодинамике континентальной коры // *Советская геология*. 1992. № 3. С. 85—95.
17. *Суворов В.Д.* Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. — Новосибирск: Наука, 1993.
18. *Хорн Р.* Морская химия. — М.: Мир, 1972.
19. *Щеглов А.Д., Краснов Е.В., Раткин В.В.* Рифы и рудообразование // *Докл. АН СССР*. 1983. Т. 271. № 1. С. 161—163.

УДК 552.323.6+550.93

© В.Ф.Кривонос, 1997

Относительный и абсолютный возраст кимберлитов

В.Ф.КРИВОНОС (Чернышевская ГП АК «Алмазы России — Саха»)

Надежное определение возраста кимберлитовых тел имеет большое научное и практическое значение при прогнозировании и поисках коренных месторождений алмазов. Для выяснения формирования кимберлитов используются как относительные геологические, так и абсолютные радиологические хронологические методы. При этом многие специалисты связывают проявления кимберлитового вулканизма с фазами тектонической активности различных тектоно-магматических циклов, датируемых как по геологическим, так и по радиогенным данным [16—18, 33].

Практически все исследователи, используя перечисленные выше факторы, признают разновременность кимберлитопоявлений, но не находят общего мнения в оценке возрастных границ (табл. 1).

Сущность **относительной геохронологии** заключается в установлении последовательности событий на основании стратиграфических, палеонтологических и других данных, к которым, в частности, относятся геологическое положение кимберлитовых тел относительно вмещающих и перекрывающих их горных пород, сведения о датированных ксенолитах и палеомагнитных особенностях пород, о спорово-пыльцевых комплексах и минералогических ассоциациях, захваченных при становлении диатрем, и стратиграфическая принадлежность вторичных коллекторов алмаза.

Кимберлитовмещающими породами являются в Якутии — кристаллические образова-

ния архея, карбонатные и терригенно-карбонатные отложения верхнего протерозоя, кембрия, ордовика и силура, терригенные отложения перми и нижнетриасовые туфолаво-вые породы трапповой формации; в Африке — кристаллические и метаморфические породы архея, метаморфизованные осадочные и изверженные породы верхнего протерозоя, терригенные отложения палеозоя, туфолаво-вые и терригенно-карбонатные образования мезозоя; в Индии — кристаллические породы архея и осадочные толщи верхнего протерозоя; в Китае — кристаллические сланцы и гнейсы архея, терригенные и карбонатные отложения синия, кембрия, ордовика; в Австралии — базальтовые вулканы и глинистые сланцы нижнего протерозоя; в южной Америке — средне-верхнепротерозойские пикитивно-дислоцированные осадочные отложения, интродуцированные гранитами; в Северной Америке — терригенные и карбонатные отложения кембрия, ордовика, карбона, триаса, нижней юры и нижнего мела; в Гренландии — смятые в складки биотитовые гнейсы, кристаллические сланцы и гранитоиды докембрийского фундамента платформы.

В каждом конкретном случае нижняя возрастная границы внедрения кимберлитовых тел отвечает возрасту верхнего горизонта вмещающей толщи, т.е. их возраст рассматривается, например, как послепермский, послепозднеархейский, послепалеозойский, послепалеотриасовый и т.д.

Верхний возрастной предел кимберлитовооб-

разования оценивается по возрасту перекрывающих кимберлитов пород, что с учетом возраста кимберлитовых толщ позволяет установить вполне определенный возрастной диапазон внедрения кимберлитовых тел, который в зависимости от той или иной стратиграфической ситуации может колебаться во времени от первых геологических веков и эпох до нескольких периодов (табл. 2).

Важную роль при определении относительного возраста кимберлитовых тел играют находки в них датированных ксенолитов ныне эродированных вмещающих пород. Еще А.Ф.Вильямсом [40] было отмечено, что при становлении диатрем происходило вертикальное (вверх-вниз) перемещение обломочного материала. Общеизвестно, что в полостях трубок, наряду с ксенолитами, вынесенными из верхней мантии и разноглубинных горизонтов земной коры, встречаются обломки вмещающих трубки пород (в т. ч. подвергнутых размыву), наблюдаемые значительно ниже уровня своего первоначального коренного залегания, т.е. включения тех пород, «... которые когда-то лежали выше уровня теперешних трубок, но затем были уничтожены позднейшей денудацией» [3, с. 351]. Обнаружение в кимберлитах датированных обломков пород, отсутствующих в современном геологическом разрезе, позволяет выяснить историю геологического развития региона, определить глубину эрозионно-денудационного среза кимберлитовых тел и уточнить их нижнюю возрастную границу.

Существенное уточнение возраста кимберлитового вулканизма, благодаря ксенолитам с органическими остатками, произведено в различных кимберлитовых полях Якутии (табл. 3) и в некоторых зарубежных странах. Например, в Африке (Танзания) в кратерной воронке (глубина 366 м), одной из самых крупных в мире кимберлитовых трубок Мва-

дуи, залегающей среди гранитных пород основания платформы, обнаружены остатки, свидетельствующие о меловом или палеоген-неогеновом времени образования и заполнения этого кратера, а в Северной Америке (бассейн р. Колорадо) в трубках кемберлитового поля Навайо, рвущих верхнепермские, триасовые и нижнепермские отложения, найдены обломки верхнемеловых пород [23], что позволяет вполне надежно уточнить их возраст, как послемеловой.

Для оценки возраста кимберлитов применяется *палеомагнитный метод*, основанный на магнитных особенностях разновозрастных трапповых пород, находящихся нередко в тесных взаимоотношениях с кимберлитами (прорывают, вмещают или содержатся в них в качестве ксенолитов), т.е. используются косвенные возможности метода для определения возраста кимберлитов по траппам [1, 16, 28, 39].

В Якутской провинции, по характеру отношения остаточной намагниченности к индуцированной современным земным магнитным полем ($Q=I_n/I_i$) с учетом петрохимических и минералогических признаков выделяются нижне-, среднепалеозойская и нижне-мезозойская формации траппов. Ксенолиты их в кимберлитах рассматриваются как важные возрастные реперы, позволяющие установить нижнюю границу проявления кимберлитового вулканизма. Наличие датированных по палеомагнитным данным включений траппов в трубках кимберлитовых полей Мало-Ботуобинского и Средне-Оленекского районов свидетельствует о послесреднепалеозойском возрасте этой группы тел, а в различных трубках Приленского района явствует о послераннепалеозойском и послеранне-мезозойском возрасте кимберлитов.

В Южной Африке (кимберлитовое поле Претория) по сопоставлению палеомагнитных

1. Эпохи кимберлитового вулканизма в Якутской алмазоносной провинции

Исследователь, год	Геохронология кимберлитового образования					
	Докембрий	Палеозой			Мезозой	
И.С.Рожков, 1960 В.В.Алексеев А.Г.Дьяков, 1961 Л.Н.Леонов Б.И.Прокопчук, 1962 Вл.Т.Изаров А.Д.Харькин Е.Д.Черный, 1963 Э.Н.Эрлих, 1963	PR ₂ PR ₃ —C ₁ PR ₃ ?	До D	D—C ₂	P ₁ До P	T ₃ —J ₁	J ₂ J ₃ —K ₁
			D—C		T ₃	J ₃ K
					T ₃ —J ₁	
		До D?	D—P ₁	Пред P	T—J ₁	K
		Пред D ₁	C ₁ —C ₂ ? Пред C ₁ ?		Пред J _{1p}	Пред K _{1v}
			D ₁₋₂ D ₃ —C ₁ D ₁ —C ₁		T ₂₋₃ T ₃ —J ₁ T ₂ —J ₁	K ₁₋₂ K J ₂₋₃ —K ₁
М.А.Крутойарский, 1966 В.А.Милашев, 1972 Л.Н.Зведер, 1973 В.Ф.Кривонос Б.И.Прокопчук, 1973 Ф.Ф.Брахфогель В.В.Ковальский, 1974 Г.Л.Дэвис Н.В.Соболев А.Д.Харькин, 1980 Ф.Ф.Брахфогель, 1984		O—S?D ₂ ?	Пред C	Пред P	T—J ₁	J ₃ J ₃ —K ₁
			C ₁ —C ₂		T ₂ —T ₃	J ₃ —K ₁
		G ₃ —S ₂	D ₃ D ₃ —C ₁	P—T		J ₃
					T ₁ —T ₂	J ₃ K ₂

данных габбро-долеритов из силла, рассекающего трубку Премьер, с долеритами и базальтами, прорывающими и перекрывающими вмещающую толщу песчаников и конгломератов серии Ватерберг, уточнен протерозойский возраст кимберлитов.

Применение палеомагнитного метода определения возраста по ориентировке вектора остаточного намагничивания непосредственно в кимберлитах первоначально распространялось только на его небрекчированные разновидности. Так, в прямой модификации метода был получен положительный результат по базальтоидному кимберлиту дайки Великан из Беенчима-Куойкского поля, возраст которой по палеомагнитным данным расценивается как поздне триасовый или раннеюрский [28]. В последние годы А.Н.Житковым разработана методика палеомагнитной оценки возраста кимберлитов независимо от их структурно-текстурных особенностей. Установлено, что трубка им. XXIII съезда КПСС из Мирнинского поля и трубки Сытыканская и Юбилейная из Алакит-Мархинского поля образовались в эпоху единой обратной полярности геомагнитного поля и по палеомагнитному полюсу имеют возраст 350 ± 15 млн. лет, т.е. внедрились на границе позднего девона и раннего карбона (устное сообщение А.Н.Житкова, 1992).

Одним из методов определения относительного возраста кимберлитов Якутской алмазодобывающей провинции (ЯАП) является *палинологический*, впервые примененный в Молодо-Оленекском кимберлитовом поле по ряду трубок, содержащих ксеногенный песчаный материал кварц-полевошпатового состава, часто ассоциирующийся с растительными остатками и углистыми образованиями [15, 16]. Здесь в протолочке из штуфного образца кимберлита трубки Молодо-1, залегающей в пермских песках, обнаружен спорово-пыльцевой комплекс (126 форм), пред-

ставляющий 15 видов, характерных для раннего мезозоя. Встреченные в этом комплексе споры *Leiotriletes bujrgensis* Bolch. и *Leiotriletes virgatus* Bolch., по заключению палинолога Е.К. Петровой (Институт геологии ЯФ СО АН СССР, 1966) являются руководящими для рэт-лейаса. В последующие годы подобные мезозойские споры и пыльца, но в меньших количествах были выявлены в трубках Хризолитовая, Гранатовая и Маричка, прорывающих нижнетриасовые траппы в рассматриваемом поле (Е.К.Петрова, 1968), затем в кимберлитовой брекчии трубки Сестра-19 из Верхне-Моторчунского кимберлитового поля (палинолог В.П.Вахрина, ЯГУ, 1969) и в брекчиях трубок Нюрба и Заозерная из Беенчима-Куойкского поля [9]. Следовательно, возраст рассмотренных трубок по палинологическим данным можно с уверенностью относить к послерэтлейасовому времени.

Кроме перечисленных кимберлитовых полей Приленья спорово-пыльцевой метод применялся для установления возраста кимберлитов и в Алакит-Мархинском поле ЯАП. Так, на основании присутствия спор и пыльцы высших растений и акритарх в вулканогенно-осадочных образованиях кратерной части трубки Юбилейная, ее возраст определяется как ранне-среднедевонский [19].

На западе Восточно-Европейской платформы в Северо-Припятской кимберлит-лампроитовой провинции на территории Белоруссии в кратерных карбонатно-глинистых породах озерной фации одной из трубок взрыва обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для франкского яруса, что позволяет ограничить верхний возрастной диапазон внедрения вулканических масс низами позднего девона [32].

За рубежом также известны случаи использования результатов палинологических исследований для определения возраста кимберлитов. Например, в Сиднейском бассейне

2. Возрастной диапазон возможного внедрения кимберлитов относительно вмещающих и перекрывающих их пород (в геологической хронологии)

Местоположение кимберлитовых тел	Вмещающие породы	Перекрывающие породы	Допустимый возрастной интервал для кимберлитопоявлений
Якутия			
Мирнинское поле	Карбонатные отложения верхнего кембрия и нижнего ордовика	Кластические отложения нижней юры	Около 6 периодов
Алакит-Мархинское поле	Карбонатные отложения среднего ордовика и нижнего силура	Терригенные отложения пермокарбона и (или) траппы нижнего триаса	2—3 периода
Верхне-Моторчунское поле	Карбонатные отложения верхнего кембрия	Терригенные отложения нижней юры	6 периодов
Молодо-Оленекское поле	Карбонатные отложения нижнего кембрия	Терригенные отложения перми, интродуцированные траппами нижнего триаса	Около 5 периодов
Индия, поле Панна	Песчаники Каймур верхнего протерозоя Виндийской системы	Сланцы Ихри верхнего протерозоя Виндийской системы	Не более 1 эры
Южная Америка, Восточно-Бразильский щит	Грубокластические отложения верхнего протерозоя	Терригенные отложения нижнего палеозоя (кембрия?)	Первые века
Северная Америка, поле Мерфрисборо	Терригенно-карбонатные отложения нижнего мела	Терригенные осадки верхнего мела	Не более 1 века

3. Характер влияния датированных ксенолитов на уточнение возраста кимберлитов Якутии (в геологической хронологии)

Местоположение кимберлитовых тел	Вмещающие породы и их возраст	Датированные ксенолиты в кимберлитах	Уточненный возраст кимберлитов	Степень уточнения возраста кимберлитов
Трубки Алакит-Мархинского и Далдынского полей	Карбонатные породы ϵ_3-S_1	Ксенолиты с фауной брахиопод (D_{2gv} , D_3f), ругоз ($D_{2gv}^2-D_3f^1$), табулят (D_{1-2} , $D_{2ef}-C_3$), остракод (D_{1-2}), тентакулитов ($D_{1z}-D_{2ef}$), трилобитов (D_{2gv}) [1]	Последевонский	На 2—3 периода палеозоя
Трубка Обнаженная Беевиче-Куойского поля	Карбонатные породы PR_3	Включения белемнитов <i>Pachyteuthis (Acroteuthis)</i> sp., <i>Pachyteuthis (Simobelus)</i> cf. <i>insignis</i> sp., <i>Belemnites</i> и <i>Cylindroteuthis (Acroteuthis)</i> sp. ($J_1km-v-K_1v-g$)	Послепозднеюрский — раннемеловой	На палеозойскую эру, триасовый и юрский периоды
Трубка Университетская Кура-нахского поля	Карбонатные породы ϵ_2	Ксенолиты бурого угля (C_3-P_1) и туфопесчаника с хвощами <i>Equisetites</i> sp. и пылью <i>Florinites</i> sp. (P_2) [1]	Послепозднепермский	На 5 периодов палеозоя
Трубки Ары-Мастахского поля	Кристаллические сланцы и гнейсы AR	Обломки карбонатных пород с фауной трилобитов ($\epsilon_1-\epsilon_3$) [1]	Послекембрийский	На протерозойскую эру и кембрийский период
Трубки Харахтах Ары-Мастахского поля	Гнейсы халчанской свиты AR	Включения известняков с трилобитами (ϵ_1 и ϵ_2), углистого аргиллита со спорово-пыльцевым спектром ($C-P_1$) и долериты нормального ряда (T_1) [7, 19, 38]	Послеранне-триасовый	На протерозойскую и палеозойскую эры

по находкам юрских видов спор и пылицы в туфовом цементе кимберлитовых брекчий ряда трубок внедрение их отнесено к раннеюрскому времени [37].

Таким образом, палинологический метод позволяет определить как нижний возраст-предел внедрения кимберлитовых трубок при выявлении спорово-пыльцевых комплексов в жерловых брекчиях*, так и их верхнюю возрастную границу в случае обнаружения спор и пылицы в кратерных вулканогенно-осадочных фациях, венчающих диатремы.

Интересной для оценки возраста кимберлитов является и попытка использования минералогического метода, основанного на изучении и сопоставлении минералогических ассоциаций из разновозрастных терригенных отложений и разностей кимберлитовых пород, обогащенных псаммитовым материалом [16]. Так, в тяжелой фракции дробленных проб кимберлита из трубок Молодо, Хризолитовая, Хмурая и др. (Молодо-Оленекское поле) встречены многочисленные зерна минералов типично «шлихового» облика, различной степени окатанности, размером 0,05—0,4 мм (редко крупнее), захваченные из разновозрастных рыхлых кимберлитовмещающих толщ. Выявленные в них повышенные концентрации эпидота (10—17 %) известны в районе в высоких содержаниях

(24,5 %) только в нижнелейасовых (ныне здесь размытых) отложениях. В остальных образованиях, прорываемых кимберлитами, количество эпидота не превышает 0,2 %. Таким образом, данные по минералогии позволяют вполне определенно считать возраст рассматриваемых трубок послераннелейасовым. Косвенно о возрасте кимберлитов позволяет судить и стратиграфическая принадлежность вторичных коллекторов (промежуточных источников) алмаза и их минераловспутников.

На Сибирской платформе в пределах ЯАП выделяются кайнозойские (неоген-нижнечетвертичные, неогеновые, палеогеновые), мезозойские (нижневожжские, келловейские, плинсбахские, рэт-лейасовые, карнийские) и верхнепалеозойские (пермские, каменноугольные) вторичные коллекторы алмаза. В более древних нижнепалеозойских и верхнепротерозойских конгломератах здесь пока отмечены только минералы-спутники алмаза.

В соответствии с возрастом вторичных коллекторов алмазов определяется верхний возраст-предел кимберлитовобразования — докембрийский, докаменноугольный, допермский и т.д. Но при этой косвенной оценке возраста кимберлитов необходимо иметь в виду, что вторичные коллекторы могут формироваться не только за счет разрушения коренных источников алмаза, но и в связи с размывом более древних промежуточных источников алмаза. Поэтому всегда следует обращать внимание на характер минераловспутников (износ, гранулометрия, количество, взаимоотношения разных минералов и пр.), особенности петрографического состава обломочного материала конгломератов,

* Споры и пыльца встречаются не только в брекчиях кимберлитов, насыщенных ксеногенным псаммитовым материалом с растительными и углистыми остатками, но и в обычных кимберлитовых брекчиях, не содержащих эти мелкокластические примеси, что позволяет более широко использовать палинологический метод для выяснения нижнего рубежа проявления кимберлитового вулканизма.

палеогеографическую обстановку в период формирования продуктивных толщ и местоположение известных и предполагаемых коренных месторождений алмазов.

Принципиальная сущность **абсолютной геохронологии** заключается в том, что при образовании кристаллических решеток минералов, содержащих радиоактивные элементы, образуется закрытая система, в которой в течение геологического времени вследствие радиоактивного распада материнских радиоактивных изотопов начинают накапливаться дочерние продукты. Сведения о начале фиксации процесса распада радиоактивных элементов в кристаллических структурах этих минералов положены в основу абсолютных датировок тех или иных геологических образований.

Для определения абсолютного возраста кимберлитов используются как связующая мелкозернистая масса породы, так и включения минералов (циркон, флогопит, оливин, пироксен, пироп и др.) и ксенолиты глубинных пород (перидотита, эклогита и пр.). При этом основными радиологическими методами являются калий-аргоновый и рубидий-стронциевый по связующей массе кимберлитов и включениям, а также трековый и уран-свинцовый по циркону из основной (связующей) массы породы.

Калий-аргоновый метод определения абсолютного возраста кимберлитов был применен одним из первых еще в 50-е годы и получил впоследствии широкое распространение.

Возраст кимберлитов характеризует отношение Ar/K , поэтому в анализируемом материале должно быть достаточное и уравновешенное количество этих элементов. Однако, в связи с обогащением кристаллических решеток протоматматических минералов радиоактивным аргоном еще в кимберлитовом расплаве [23] и захватом его из окружающей среды при высоких термодинамических условиях [8] и с последующим выносом калия в постмагматических условиях [22], происходит изменение отношения Ar/K в сторону некоторого увеличения возраста кимберлитов, т.е. относительного удревнения процесса кимберлитобразования по сравнению с геологическими наблюдениями. Особенно ощутимо это удревнение возраста (до нескольких геологических периодов) отмечается при его определениях по ксенокристам флогопита, пироксена, оливина и других минералов [11, 23] и ксенолитам кристаллических сланцев [27] и эклогитов [30], являющихся, естественно, более древними образованиями, чем включающие их кимберлиты. В то же время, при использовании связующей массы кимберлита для определения возраста этим методом получены результаты со сравнительно хорошей сходимостью с геологическими данными о времени образования диатрем [29].

В связи с этим исследователи приходят к заключению, с одной стороны, о длительности (до сотен миллионов лет) интервала между возникновением и внедрением кимберлитового расплава [10, 28], с другой — о более

древнем возрасте включений глубинных пород и минералов, по сравнению с кимберлитовой магмой, захватившей их при внедрении из глубин верхней мантии в поверхностные слои земной коры [29, 30].

Поэтому при определении абсолютного возраста калий-аргоновым методом, учитывая генетические особенности формирования кимберлитов, необходимо использовать основную массу породы, отбирая образцы из «свежих», не подвергнутых гипергенным процессам, участков.

При определении абсолютного возраста кимберлитов *рубидий-стронциевым методом* используют те же минеральные вкрапления (флогопит, пироп, клинопироксен и др.) и связующую массу породы. Результаты этого метода, хоть и в меньшей степени, тоже подвержены искажающим воздействиям в период кимберлитобразования и при различных наложенных процессах, поэтому целесообразно анализировать образцы с неизменной слюдясто-карбонатной основной массой.

Следует отметить, что при рассматриваемом методе по изотопным данным стронция, как и при калий-аргоновом, исследуемые ксенолиты перидотитов и эклогитов и минеральные желваки и вкрапления в кимберлитах, в т. ч. сами алмазы, значительно древнее, чем вмещающий их кимберлитовый цемент. Этот разрыв во времени их образования указывает на ксеногенность включений по отношению к кимберлитам.

При соблюдении определенных требований к анализируемому материалу, рубидий-стронциевый метод позволяет датировать кимберлитовые породы с приемлемой геологической точностью [1, 6].

Трековый метод определения абсолютного возраста кимберлитов по цирконам основан на подсчете треков — осколков спонтанного деления ядер урана, накапливающихся в минерале в ходе геологической истории.

По заключению А.Н. Комарова с соавторами, независимо от генезиса цирконов, треки в них начинают накапливаться только после подъема кимберлитовой магмы в верхние горизонты земной коры и после ее остывания, т.е. определяемый возраст соответствует времени формирования кимберлитового тела. «После своего образования кимберлиты не претерпели каких-либо значительных процессов, кроме аутометасоматических, и при температуре 330° С треки стабильны уже в течение нескольких сотен миллионов лет. Это позволяет не опасаться занижения возраста, определяемого по методу треков» [13, с. 7].

Однако следует отметить, что оценка времени внедрения кимберлитов по методу треков, практически не зависящая от всякого рода вторичных процессов, может существенно искажаться под воздействием более молодого магматизма (например, траппового). Во всяком случае, при сопоставлении метода треков с уран-свинцовым, получены отклонения по трековому методу от изотопных датировок как

4. Радиогенный возраст кимберлитов и комагматических им пород, млн лет

Местоположение исследованных объектов, кимберлитовое поле (число объектов/число определений возраста)	Метод анализа			
	K-Ar	Rb-Sr	Треки U	U-Pb
Якутия				
Мирнинское (7/22)	403	324, 360—380	352, 358, 389, 393—416, 426—444	346; 360; 361,5; 402,8; 449,8
Алакит-Мархинское (6/21)	345, 350	350	363—385, 412—419, 430—469	344—347,2; 358,1
Далданское (5/16)	322, 333—350, 366, 372, 410—420, 426, 445	—	329, 370, 427	344,1; 440,2; 443,2
Верхне-Мунское (9/22)	334, 354, 360—382, 426, 458	376	355, 374, 387, 390—423, 440, 451	344; 411,5
Чомурдаское (9/21)	396—422	374—381	377, 448	—
Западно-Укуйтское (6/8)	374, 400—420, 438—453	—	—	—
Восточно-Укуйтское (3/3)	432, 434	381	—	—
Огоньор-Юракское (1/2)	418	—	—	358,1
Верхне-Моторунское (1/2)	—	—	—	409,5
Мерчимденское (14/21)	326, 455, 480, 498	—	450	—
Молодо-Оленекское (6/17)	186, 195, 246, 248	332—356, 374—	347, 367, 387, 399, 401, 449, 475, 555	—
Беечиме-Куойское (22/34)	122, 134, 177—205, 339—352, 359—381, 395—418, 434, 520, 534, 550	380, 394—400	150, 167—191, 217	156,3; 159,3
Лучаканское (7/8)	227—240, 246—253	374, 375	135—158, 167, 187, 220	145,6—151,2
Куранахское (5/5)	242, 246—263	—	—	217,4
Старореченское (5/7)	246	—	—	—
Аллювий рек Анабар и Эбелях (3/10)	—	—	2,7 [1], 181—203 [1]*	—
Аллювий рек Беечиме и Куойка (2/2)	—	—	158, 165—201	216—233,4
Аллювий рек Молодо и Усунуку (2/4)	—	—	149, 427 и 185, 187	148,4; 145,6
Верхнепалеозойские отложения р. Виллой (1/1)	—	—	—	—
Хабаровский край	699 и 759 [1]	—	—	346
Индонезия	85—90, 114, 125—142	—	—	—
ЮАР (37/55)	—	77—118, 125—150, 1180—1250, 1660, 1870	—	54,1—71,9; 79—95,4; 150; 194, 63 (1)*
Лесото (1/1)	—	—	—	87,1
Ботсвана (1/1)	—	—	—	93,1
Намбия (1/2)	—	—	—	71,7; 71,9
Заир (1/1)	—	—	—	71,3
Танзания (3/4)	—	—	—	52,2—53,2; 189,3
Берег Слоновой Кости (2/2)	—	1145—1367	—	—
Гвинея (3/9)	—	—	145, 146, 164—203	—
Индия	1056—1120	1140	—	—
Центральная провинция Маджхаван (1/несколько)	840, 1023	—	—	—
Южная провинция (2/несколько)	77—88	—	—	—
Китай	369, 446, 493, 981, 1805—2020	—	—	77—80
Провинция Шаньлун (несколько)	—	—	510	—
Провинция Янцзы (несколько)	—	—	—	800, 804
Австралия	—	—	—	—
Северный Кимберли (2/3)	21,4—22,3 (2)*	20—22 (2)*	—	—
Западный Кимберли	17,8—20,1 (2)*	17,5 (2)*	—	—
Эллендейл (6/12)	—	—	—	—
Нунканбоах (7/9)	—	—	—	—

Восточный Кимберли	1253 (2)* 804—826 (3)*	1045—1100 (2)* 568 (3)*, 752— 819 (3)*	—	—
Трубка Аргайл (1/несколько)	—	—	—	—
Дайки Боу-Хилл (несколько)	—	—	—	160 (1)*
Провинция Виндига Диатрема M412 (1/1)	—	—	—	80—120
Южная Америка	—	—	—	—
Бразилия (несколько)	—	—	—	—
Северная Америка	—	—	—	—
Вудсон (несколько)	88—91 (1)*	88—91 (1)*	115, 123	—
Райли (1/2)	—	—	—	—
Усть-Огайо (5/несколько)	252—281, 377—388, 390 (1)*	260—279, 396— 399	—	—
Эллиот (3/несколько)	265—279	257	—	—
Навайо (8/несколько)	28—30	—	—	—
Итака (3/несколько)	145—155	136	—	—
Бэчлор (1/1)	1100 (1)*	—	—	—
Киркленд (несколько)	84—123 (1)*, 151	84—123 (1)*	—	—
Погрешность анализов (предельные отклонения), млн. лет	±13 (1—50)	±13 (9—17)**	±16 (0,7—30)	±5 (2—7)
Источники информации	[1, 2, 4, 10, 11, 15, 17, 20, 23, 29]	[1, 4, 6, 23]	[4, 12, 13]	[4, 5, 7]

* (1) — кимберлитоподобные породы, (2) — лампроиты, (3) — лампрофиты.

** Погрешность рубидий-стронциевого метода в лампроитовой трубке Аргайл колеблется от ±160 до ±300 млн. лет и здесь не учтено.

в сторону омоложения, так и в сторону удешевления в пределах 10—30 % [5].

Уран-свинцовый изотопный метод определения возраста кимберлитов по цирконам, накапливающим уран в процессе кристаллизации, является наиболее надежным из всех применяемых в настоящее время методов абсолютной геохронологии, поскольку он менее других подвержен искажающим влияниям окружающей среды.

По мнению Г.Л.Дэвиса, Н.В.Соболева и А.Д.Харькива [5], свинец, образующийся в результате радиоактивного распада урана в глубинных высокотемпературных условиях, диффундирует из кристаллической решетки и начинает накапливаться только после внедрения кимберлитов. По соотношению изотопов свинца и урана устанавливается время начала накопления свинца, что позволяет оценить возраст кимберлитов как максимально приближенный к геологическим возрастным пределам.

За рубежом используется также изотопный самарий-неодимовый метод определения возраста кимберлитов. По отношению Sm/Nd возраст части южноафриканских трубок составляет — 90, североамериканских — 370, южноиндийских — 940 млн. лет [34, 35], что согласуется с оценкой их возраста, полученной выше рассмотренными радиологическими методами (табл. 4). Интересно отметить, что в меловых южноафриканских трубках возраст алмазов, определенный С.Х. Ричардсоном и др. [38] с помощью Sm/Nd метода, составляет 3,2—3,3 млрд. лет, что указывает на их ксеногенность, как и других включений в кимберлитах, датированных K-Ar и Rb-Sr методами.

В табл. 4 систематизированы результаты более 350 определений абсолютного возраста, полученные K-Ar, Rb-Sr, U-Pb и трек-вым методами. Приведенные данные показывают, что практически в каждом кимберлитовом поле отмечаются различные группы датировок, повторяемые разными методами, свидетельствующими о одновременности процессов кимберлитопроизведения.

Для оценки пределов расхождения возраста кимберлитов по радиогенным методам были обобщены и сопоставлены данные повторных определений возраста по одним и тем же кимберлитовым телам. Наибольшие отклонения возраста дают калий-аргоновый и трек-вый методы, по которым расхождения для каждого отдельно взятого кимберлитового тела достигают соответственно 43,4 (1—104) и 37,4 (8—79) млн. лет, а для рубидий-стронциевого и уран-свинцового методов 22,3 (6—55) и 6 (3—9,5) млн. лет соответственно (табл. 5). Если принять за эталон уран-свинцовый метод, то отклонения в возрастной оценке по другим методам составят в среднем 1—2 геологические эпохи (кстати, относительный возраст кимберлитов по данным геологических наблюдений только в редких случаях бывает оценен с большей точностью).

Разброс в радиометрических датировках

5. Оценка доверительных интервалов радиологических методов определения возраста

Местоположение и название трубок	Возраст по отдельным трубкам (максимальные расхождения в датировках), млн. лет			
	K-Ar	Rb-Sr	Треки U	U-Pb
Якутия				
Мирнинское кимберлитовое поле	—	Несколько (до 6)	389, 393, 412, 416, 426, 431, 444 (55)	—
Трубка № 1	—	—	401, 412 (11)	—
Алакит-Мархинское поле	345, 350 (5)	—	—	—
Москвичка	—	—	412, 446, 464 (52)	—
Коллективная	—	—	419, 469 (50)	—
Сытыканская	—	—	430, 509 (79)	—
Светлая	—	Несколько (до 6)	—	—
Трубка № 3	—	—	—	—
Далдыньское поле	—	—	—	—
Удачная — Западная	322, 340, 340, 410, 426 (104)	—	—	—
Удачная — Восточная	333, 366, 372, 413, 413 (80)	—	—	—
Загадочная	420, 445 (25)	—	—	—
Верхне-Мунское поле 325 лет Якутии	—	—	387, 390, 398, 420, 423, 440 (53)	440,2; 443,2 (3)
Комсомольская	375, 382 (70)	—	—	—
Новинка	360, 426 (66)	—	—	—
Рассвет	—	—	414, 451 (37)	—
Чомурдахское поле	—	—	—	—
Чомур	400, 416 (16)	—	426, 446 (20)	—
Дружба	—	—	484, 484, 506, 517, 542 (58)	—
Перевальная III	374, 375 (1)	—	—	—
Западно-Укуитское поле	—	—	—	—
Ан. 23—11/65	374, 420, 438 (64)	—	—	—
Мерчимденское поле	—	—	399, 449 (50)	—
Восток 6	—	—	—	—
Молодо-Оленекское поле	—	—	—	—
Гранатовая	186, 195 (9)	—	—	—
Хризолитовая	—	—	167, 173, 182, 183, 187 (20)	—
Миричка	—	—	191, 217 (26)	—
Беенчиге-Куойкское поле	—	—	—	—
Слюдянка	—	—	135, 167 (32)	—
Обнаженная	185, 205, 288 (103)	—	—	—
Русловая	341, 381, 395 (54)	—	—	—
Монтичеллитовая	520, 550 (30)	—	—	—
Африка				
Гвинея	—	—	—	—
Бонанкоро	—	—	145, 146, 164 (19)	—
Булумба	—	—	174, 176, 190, 198, 203 (29)	—
Ботсвана	—	—	—	—
Орапа	—	—	—	Несколько (до 5)
ЮАР				
Де Бирс	85, 85—86 (1)	—	—	—
Будтфонтейн	—	—	—	81,7; 91,2 (9,5)
Северная Америка				
Поле Райли	—	—	115, 123 (8)	—
Австралия				
Восточный Кимберли	—	1045—1100 (550)	—	—
Аргайл	—	22,3 (6—55)	37,4 (8—79)	6 (3—9,5)
Расхождение в возрасте по радиогенным методам, млн. лет	43,4 (1—104)	—	—	—
Источники данных	[1]	[1, 4]	[13]	[5]

объясняется, с одной стороны, безусловно имевшими место при определении возраста погрешностями и искажениями в связи с первичными (эндогенными) и вторичными (экзогенными) процессами. С другой стороны, определенное расхождение в возрасте может быть обусловлено многофазностью формирования кимберлитовых тел, хорошо прослеживающейся в трубках сложного стро-

ения, в которых внедрение отдельных порций магматического расплава было значительно растянуто во времени. Это подтверждается многочисленными фактами прорыва относительно молодыми кимберлитами более ранних генераций этих пород, нередко успевших подвергнуться интенсивному автометаморфизму. Кроме этого, кимберлиты различных фаз внедрения по палеомагнитным дан-

6. Связь кимберлитопроявлений с фазами тектонической активности (Геохронологическая таблица, 1984)

Тектонические эпохи (тектонико-магматические циклы) и их геологическая продолжительность	Фазы тектоногенеза (млн. лет)			Абсолютный возраст кимберлитов и их коматитов, млн. лет			
	Название	Возрастной интервал фаз	Максимум тектонической активности	K-Ar	Rb-Sr	Треки U	U-Pb
Альпийская MZ-KZ (Киммерийская P ₂ -K ₁)	Роданская (Кавказская)	N ₂ -Q ₁ (4-1)	—	—	—	2,7±0,7 (1)*	—
	Атласская	N ₁ -N ₂ (10-6)	N ₁ -N ₂ (7,5)	—	—	—	—
	Дунайская (Штирийская)	Низы N ₁ (23-20)	—	17,8-22,3 (2)*	17,5-22 (2)*	—	—
	Савская	Верхы P ₂ (26-24)	—	—	—	—	29,7-33,5
	Пиренейская	P ₂ -P ₃ (36-30)	—	28-30	—	—	52,2-71,9
	Ларамийская	K ₂ m-P (70-45)	P ₁ -P ₂ (50)	—	—	—	77-120
	Австрийская	K ₁ al-K ₂ (110-85)	K ₁ -K ₂ (100)	77-122 84-123 (1)* 88-91 (1)*	77-118 84-123 (1)* 88-91 (1)*	115-123	—
	Полднекиммерийская (Невалдийская, Андийская, Колымская)	J ₁ km (150-130)	J ₃ -K ₁ (135)	125-155	125-150	135-158	145,6; 159,3; 160 (1)*
	Раннекиммерийская (Индосинийская)	T ₃ -J ₁ p (195-175)	J ₆ -J ₁ s (185)	177-205	—	164-203 181-203 (1)*	189,3, 194
	Пфальдская	P ₂ 1,0 (235-220)	T ₁ i-T ₁ o (225)	225-242	—	217-220	216-233,4
Герцинская D ₁ -P ₁ (D ₃ -T ₁)	Зальская	P ₁ s-P ₁ k (280-250)	P ₁ k-P ₂ u (250)	246-281	257-279	—	—
	Уральско-Астурийская	C ₃ m-C ₃ g (300-285)	C ₃ -P ₁ (285)	—	—	—	—
	Судетская	C ₁ s-C ₂ b (325-310)	C ₂ b (315)	322-326	324	329-355	344-347,2
	Бретонская	C ₁ t (350-335)	C ₁ t (345)	333-354	332-356	358-389	358,1-360
	Акадская (Тельбесская)	D ₂ -D ₃ (380-360)	—	359-388	360-381	390-423	402,8-411,5
	Позднекаледонская (Арденская)	S ₂ d-D ₁ z (410-395)	D ₁ z (400)	395-42, 390 (1)*	394-400	—	—
	Раннекаледонская (Таксонская)	O ₃ as-S ₁ (455-430)	O ₃ as (450)	426-458	—	426-469	440,2-449,8
	Салаирская	G ₂ m-G ₁ s (525-505)	—	480-520	—	475-517	—
	Позднебайкальская	G ₁ (570-550)	PR ₃ V-G ₁	534-550	568 (3)*	542-555	—
	Байкальская	PR ₃ V (670-600)	PR ₃ V (650)	—	—	—	—
Гренвилльская PR ₃ -R ₂	Гренвилльская	—	PR ₃ R ₂ -PR ₃ R ₃ (1050)	840-1120 699-759 (1)* 1253 (2)* 1100 (1)*	1140-1250 1045-1100 (2)* 752-819 (3)	—	800-804
	Готская	—	PR ₃ R ₁ -PR ₃ R ₂ (1400)	—	1367	—	—
	Позднекарельская	—	PR ₁ -PR ₃ R ₁ (1650)	—	1660	—	—
	Раннекарельская	—	PR ₁ (1900)	1805-2020	1870	—	—
Беломорская	Беломорская	—	AR-PR (2600)	—	—	—	—

* (1) — кимберлитоподобные породы, (2) — лампроиты, (3) — лампрофилы.

* (1) — кимберлитоподобные породы, (2) — лампроиты, (3) — лампрофиды.

ным обладают намагниченностью противоположного знака, что свидетельствует о существенных (до 10 млн. лет) различиях во времени их образования [24]. И, наконец, с учетом установленной для фанерозоя планетарной цикличности тектонической активности средняя продолжительность каждого из 13 выделенных циклов около 40—45 млн. лет. Циклы состоят из двух фаз, почти равных по времени проявления [21]. Продолжительность отдельных периодов тектонической активности (табл. 6), с которыми связываются эпохи кимберлитового вулканизма, составляет в фанерозое 2—25 млн. лет, что позволяет допустить продолжение процесса кимберлитообразования в течение отрезка времени, ограниченного длительностью той или иной фазы тектогенеза. Следовательно, рассматриваемые расхождения (разбросы) в датировках отдельных кимберлитовых тел в каждом конкретном случае могут быть, в принципе, скорректированы на соответствующую временную величину.

Проявления кимберлитов в различных регионах Земли приурочены к 20 фазам тектогенеза. В частности, в ЯАП имело место 13 эпох кимберлитового вулканизма, приуроченных к определенным фазам тектонической активности, но наиболее четко здесь выделяются 7 эпох кимберлитопроявлений, соответствующие таконской (O_3-S_1) и арденской (S_2-D_1) фазам тектогенеза каледонской тектонической эры; акадской (D_2-D_3) и бретонской (C_1) тектоническим фазам герцинского тектоно-магматического цикла; пфальцской (P_2-T_1), ранне- (T_3-J_1) и позднекиммерийской (J_3-K_1) фазам тектонической активности альпийской геотектонической эпохи (см. табл. 4, 6). Кимберлиты Северной Америки, Гренландии и Китая близки по возрасту якутским, в Африке, Индии, Австралии и Южной Америке проявления кимберлитов и их комагматов приурочены главным образом к различным фазам тектогенеза альпийского тектонического цикла и фазам тектонической активности позднепротерозойских геотектонических эпох.

Близкие выводы о возрастном расчленении кимберлитов сделаны В.А. Милашевым и Ф.Ф. Брахфогелем. Так, В.А. Милашев [25] по радиологическим датировкам кимберлитов, нодулей ультрамафитов и минеральным включениям в алмазах всех известных на сегодня провинций мира выделяет 17 главных эпох кимберлитового магматизма. Ф.Ф. Брахфогель [36] на основании анализа различных геологических и радиоизотопных хронологических раперов отмечает на Сибирской платформе около 10 эпох кимберлитопроявлений, приуроченных к региональным перерывам осадконакопления в периоды воздымания крупных участков платформы. Эти эпохи по времени отождествляются с выделенными нами тектономагматическими циклами, контролирующими кимберлитовый вулканизм.

Установление разновозрастности кимберлитов в одних и тех же кимберлитовых полях (см. табл. 6), что и ранее отмечалось для некоторых алмазоносных районов Якутии, Африки, Южной Америки [1, 2, 5, 14, 15, 17,

31], имеет важную поисковую значимость для выявления высокоалмазоносных кимберлитов, а также свидетельствует о стабильности магматического очага и использовании кимберлитовой магмой (в процессе неоднократного внедрения) единых подводящих каналов с образованием разновозрастных кимберлитовых тел и формированием сложнопостроенных диатрем.

В заключение отметим, что глобальность циклов тектонической активности позволяет в комплексе с магматическими, стратиграфическими, палеомагнитными, минералогическими, петрографическими и другими категориями прогнозировать новые вероятные регионы проявления кимберлитового вулканизма. В этом отношении представляет интерес радиогенный возраст цирконов ($2,7 \pm 0,7$ млн. лет) из карбонатитовой трубки аллювиальных отложений Старореченского кимберлитового поля [13], а также геологические наблюдения о новейших пликативных и дизъюнктивных нарушениях, зафиксированных нами в неогеновых и четвертичных аллювиальных разрезах рек севера Якутской провинции. В неоген-четвертичных галечниках присутствуют алмазы и повышенные концентрации минералов-спутников, находящихся в хорошей сохранности, которыми, по данным С.А. Граханова и др. (1988—1992), обеднены подстилающие меловые отложения и, кроме того, присутствуют практически неокатанные крупные (до 0,5 м) обломки разнообразных щелочно-ультраосновных пород молодого (по палеомагнитным данным) возраста [26], отсутствующие в меловых и более древних породах. Все это свидетельствует о возможности проявления на северной окраине ЯАП кайнозойского (N_2-Q_1) щелочно-ультраосновного магматизма, в т. ч. — кимберлитового.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. — Якутск, 1984.
2. Брахфогель Ф.Ф., Ковальский В.В. и др. Возраст кимберлитопроявлений района Оленекского поднятия // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленекского поднятия — Якутск, 1980. С. 6—36.
3. Вернадский В.И. Избранные сочинения // М.: изд. АН СССР, 1955. Т. 2.
4. Джейкс А.Л., Луис Дж.Д., Смит К.Б. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. — М.: Мир, 1989.
5. Дэвис Г.Л., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 1. С. 175—179.
6. Зайцев А.И., Ненашев Н.И. и др. Изучение Rb-Sr системы кимберлитовых пород Якутии // Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных пород. Новосибирск, 1983. С. 68—75.
7. Каминский Ф.В. Кимберлиты и алмазы Китайской народной республики // Геол. методы поисков и разведки м-ний неметал. полезных ископ. М., 1988. Вып. 2.
8. Каминский Ф.В., Потапов С.В. Об определении абсолютного возраста кимберлитов // Изв. АН СССР. Серия геол. 1967. № 5. С. 143—145.
9. Ковальская В.Т., Петрова Е.Н. О возрасте трубок Куойского и Молодинского кимберлитовых полей // Кимберлитовый и базитовый магматизм

- района Оленекского поднятия. Якутск. 1980. С. 37—41.
10. Ковальский В.В., Михеенко В.Н., Ненашев Н.Н. К вопросу об абсолютном возрасте кимберлитовых пород Якутии // Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М., 1967. С. 173—176.
 11. Ковальский В.В., Никишов К.Н., Егоров О.С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. М.: Наука, 1969.
 12. Комаров А.Н., Житков А.С. и др. Определение возраста кимберлитов Якутии по цирконам методом треков // Геология рудных месторождений. 1973. № 4. С. 75—79.
 13. Комаров А.Н., Илутин И.П. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные методом треков // Геохимия. 1978. № 7. С. 1004—1014.
 14. Кривонос В.Ф. Новые данные о возрасте кимберлитов Приленского района и направление дальнейших поисков коренных месторождений алмазов // Тез. докл. II совещ. по геол. алмазных м-ний. Пермь, 1966. С. 13—15.
 15. Кривонос В.Ф. Геология кимберлитов Приленья // Геол. и полевые ископ. севера Сибирской платформы. Тр. НИИГА. Л., 1971. С. 16—30.
 16. Кривонос В.Ф., Илутин И.П., Саврасов Д.И. Новые методы оценки возраста кимберлитов на примере Приленской области (северо-восток Сибирской платформы) // Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М., 1970. С. 67—75.
 17. Кривонос В.Ф., Прокончук Б.И. Эпохи кимберлитового вулканизма на северо-востоке Сибирской платформы // Сов. геология. 1973. № 3. С. 11—20.
 18. Крутойский М.А. Принципы и методика составления карты прогноза алмазоносности северо-восточной части Сибирской платформы // Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт. М., 1966. С. 57—66.
 19. Липатова В.А., Побережский В.А. и др. Возраст вулканомитовых пород одной из кимберлитовых трубок Далдыно-Алакитского района // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. № 4. С. 935—938.
 20. Мальков Б.А., Силин Ю.И., Цовбун Я.М. Радиологическое доказательство ксеногенности «порфировых вкрапленников» оливина, пирропа и хромдиоксида в кимберлитах // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 4. С. 927—929.
 21. Милановский Е.Е., Мальков Б.А. Эпохи кимберлитового вулканизма и глобальная пульсация Земли // Докл. АН СССР. 1980. Т. 252. № 5. С. 1203—1207.
 22. Милашев В.А. Причины расхождения результатов определения абсолютного возраста кимберлитов с геологическими данными о времени их образования // Уч. зап. НИИГА, регион. геол. Л., 1968. Вып. 12. С. 181—188.
 23. Милашев В.А. Кимберлитовые провинции. — Л.: Недра, 1974.
 24. Милашев В.А. Трубки взрыва. — Л.: Недра, 1984.
 25. Милашев В.А. Среда и процессы образования природных алмазов. — СПб.: Недра, 1994.
 26. Милашев В.А., Томановская Ю.И. Проявление щелочно-ультраосновного магматизма в прибрежной части моря Лаптевых // Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности северо-восточной части Сибирской платформы. Л., 1971. С. 127—133.
 27. Михеенко В.Н., Ненашев Н.Н. Абсолютный возраст образования и относительный возраст внедрения кимберлитов Якутии // Тр. IX сес. Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1961. С. 146—164.
 28. Саврасов Д.И. О применении палеомагнитного метода для оценки возраста кимберлитов и траппов // Геология алмазных месторождений. Тр. ЯФ СО АН СССР. М., 1963. № 9. С. 162—171.
 29. Сарсадских Н.Н., Благулькина В.А., Силин Ю.И. Об абсолютном возрасте кимберлитов Якутии // Докл. АН СССР. 1966. Т. 168. № 2. С. 420—423.
 30. Фирсов Л.В., Соболев Н.В. Об абсолютном возрасте ксенолита эклогита из кимберлитовой трубки Обнаженной // Геол. и геофиз. 1964. № 10. С. 74—77.
 31. Францессон Е.В. Специфика геолого-поисковых работ в районах с проявлением нескольких эпох кимберлитового вулканизма // Научные методы прогнозирования поисков и оценки м-ний алмазов. Тез. докл. IV Всесоюз. совещ. Симферополь 13—15 мая 1980 г. Новосибирск, 1980. С. 160—161.
 32. Хомич П.З., Никитин Е.А. и др. Абсолютный возраст образования и относительный возраст внедрения кимберлитов Якутии // Тр. IX сес. Комис. по опред. абс. возраста. М., 1961. С. 146—164.
 33. Эрлих Э.И. Тектоника Анабарской антеклизы и закономерности проявления кимберлитового и траппового вулканизма // Геол. алмазных м-ний. Тр. ЯФ СО АН. М., 1963. № 9. С. 22—38.
 34. Basy A.R., Tatsumoto M. Samarium-neodymium systematics in kimberlites and in the minerals of garnet lherzolite inclusions // Science. 1979. Vol. 205. № 4404. P. 298—401.
 35. Basy A.R., Rubury E. Sm-Nb, K-Ar and petrologic study of some kimberlites from eastern United States and their implication for mantle evolution // Contrib. Min. Pet. 1984. Vol. 86. P. 35—44.
 36. Brakhfogel F.F. The age division of the kimberlitic and related magmatites in the N.-E. of the Siberian platform (methods and results) // Ext. abstr. 6th Int. Kimb. Conf. — Novosibirsk, 1995. P. 60—62.
 37. Crawford E., Herbert C. Diatremes of the Sydney basin // Geol. Surv. N.S.W. Dep. mines. miner. resour. 1980. № 26. P. 294—323.
 38. Richardson S.H., Gurney J.J. Origin of diamonds in old enriched mantle // Nature, 1984. Vol. 319. № 5974. P. 198—202.
 39. Jones D.L. Paleomagnetism of the Premier mine kimberlite // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73. № 22. P. 6937—6944.
 40. Williams A.F. The genesis of the diamond. London. 1932. Vol. 1—2.

УДК 549: 552.323.6(571.56)

© В.П.Серов, 1997

Некоторые особенности минерального состава кимберлитовых трубок и древних шлиховых ореолов Алакит-Мархинского кимберлитового поля

В.П. СЕРОВ (АМГРЭ АК «Алмазы Россия — Саха»)

Большинство средних и крупных трубок Алакит-Мархинского поля сложены, по меньшей мере, двумя типами кимберлитовых пород: массивными порфировыми кимберлитами и кимберлитовыми брекчиями. Первые слагают краевые части трубок либо при-

сутствуют в виде обломков различной величины в кимберлитовых брекчиях. Массивные порфировые кимберлиты относятся к продуктам ранней фазы кимберлитобразования. Они содержат крупные (20 мм) вкрапленники оливина, замещенного серпентином,

и характеризуются крайне низким содержанием ксеногенного материала (3—5 %). Эти породы имеют интрузивный облик и образуют сильно вытянутые в плане дайкообразные тела. Кимберлитовые же брекчии, в отличие от порфировых кимберлитов, формируют трубчатые тела, которые, как правило, наследуют подводящие каналы кимберлитовых тел ранней фазы и часто содержат обломки этих кимберлитов. Брекчии содержат 20—50 % ксеногенного материала и являются типичными эксплозивными образованиями. В зависимости от текстуры связующей массы брекчии разделены на два типа: автолитовые кимберлитовые и с массивной текстурой цемента. Особенность первых — присутствие в них так называемых автолитов, которые представляют собой шаровые образования, размером до нескольких сантиметров, состоящие, как правило, из ядра и автолитовой оболочки. Ядром чаще всего служат мелкие ксенолиты, а оболочка по составу полностью соответствует связующей массе кимберлитовых брекчий и характеризуется концентрическим расположением слагающих ее компонентов. Предполагается, что автолиты образуются в момент прорыва осадочного чехла в процессе вскипания и разбрызгивания кимберлитового расплава при отделении газовой составляющей (дегазации).

Помимо порфировых кимберлитов и кимберлитовых брекчий в некоторых трубках Алакит-Мархинского поля присутствуют туфы, туфобрекчии (трубки Айхал, Юбилейная, Краснопресненская), а также перекрывающие их кратерно-озерные осадки (Краснопресненская). Возраст последних датируется как визейско-серпуховской. Присутствие таких образований свидетельствует, на наш взгляд, о незначительном эрозионном срезе этих тел. Как известно, мощность кратерных образований в наименее эродированных трубках Южной и Центральной Африки достигает 300 м и более [1].

В кратерной же части трубки Краснопресненская мощность туфобрекчий достигает 50 м, а мощность кратерно-озерных осадков, перекрывающих туфобрекчии, составляет 10—57 м. Таким образом, общая мощность кратерных отложений в центральной части трубки достигает 100—110 м. В этой связи никак нельзя согласиться с выводами некоторых исследователей о значительном эрозионном срезе данного поля, который оценивается ими в 600—800 м. Более реальными, на наш взгляд, являются расчеты В.Т.Подвысоцкого и Е.Н.Белова [2], согласно которым эрозионный срез в наименее эродированной юго-западной части Алакит-Мархинского поля, где сохранился полный разрез лландоверийских отложений, составляет 190 м, а в наиболее эродированной восточной его части 350 м.

Наличие кратерно-озерных осадков (C_{IV-s}) определяет верхний возрастной предел эпохи среднепалеозойского кимберлитообразования. Наряду с этим в некоторых трубках Дально-Алакитского района обнаружены ксе-

нолиты вмещающих пород с франской фауной [2], которые ограничивают нижний возрастной предел данной эпохи. Исходя из вышеизложенного, возраст кимберлитообразования в Алакит-Мархинском поле датируется как постфранский — довизейский и соответствует, по нашим представлениям, фамен-турнейскому ($D_{3fm-C_{1t}}$).

Продуктивность кимберлитовых тел Алакит-Мархинского поля положительно коррелируется с размерами трубок. Так, все без исключения продуктивные тела (месторождения) данного поля относятся к числу наиболее крупных объектов. Вместе с тем отмечается прямая корреляционная зависимость алмазности тел от массового содержания в кимберлитах пиропов алмазной ассоциации (табл. 1). Содержание гранатов в высокопродуктивных телах поля заметно выше, чем в других трубках; при этом гранаты продуктивных тел характеризуются многообразием цветовой гаммы и соответствуют различным парагенезисам, в т. ч. и дунит-гарцбургитовому. Цветовая гамма гранатов в различных частях поля не постоянна. Так, в северо-восточной его части в кимберлитах преобладают розовые (тр. Магистральная — 97,9, Молодость — 59,2 %), оранжевые (тр. Салют — 87,5, Сытыканская — до 55, Дружба — 47,1 %) и красные (тр. Олимпийская — 49 %) гранаты; в центральной части поля в кимберлитах доминируют лиловые (тр. Кылахская — 55,2, Айхал — 51,2, Юбилейная — 46 % и т.д.), лилово-красные (тр. Соболева) и фиолетовые (тр. Одиноца — 73 %) гранаты, а в юго-западной части — явно преобладают фиолетовые гранаты (тр. Краснопресненская — 90,6, Алакитская — 48,5 %). При этом в тех трубках, где доминируют лиловые и фиолетовые гранаты, доля пиропов алмазной ассоциации максимальна.

Доля «алмазных» пиропов в общей выборке гранатов из различных трубок Алакит-Мархинского поля составляет 1—25 %. Наиболее высок этот показатель для выборок гранатов из трубок Айхал (18—25 %), Краснопресненская (10—20,8 %), Юбилейная (12 % и более). При этом в глубинных ксенолитах трубки Айхал, представленных серпентинизированными гипербазитами и алмазными серпентинитами, гранаты алмазной ассоциации составляют более 30 % [3]. Как уже отмечалось, продуктивность кимберлитов положительно коррелируется с расчетным массовым содержанием в них пиропов алмазной ассоциации, которое определяется двумя факторами: долей пиропов алмазной ассоциации в общей выборке гранатов и общим содержанием их в кимберлите. Так, во многих малопродуктивных трубках поля доля пиропов алмазной ассоциации достаточно высока и составляет 8—10 % (тр. Алакитская, Олимпийская, им. Шукина и др.), но из-за очень низких концентраций в кимберлите гранатов (0,1—0,2 кг/т) расчетное массовое содержание пиропов алмазной ассоциации оказывается весьма незначительным: первые граммы на тонну. Вместе с тем,

1. Содержание пиропов алмазной ассоциации и цветовая гамма гранатов в некоторых трубках Алакит-Мархинского кимберлитового поля

Кимберлитовая трубка	Содержание граната, кг/т	Доля пиропов алмазной ассоциации, %	Содержание пиропов алмазной ассоциации, кг/т	Цветовая гамма гранатов		
				Лиловые	Красные, розовые	Оранжевые
Высокопродуктивные тела						
Айхал (верхний горизонт) автолитовая брекчия	0,4	18—25	< 0,1	51,2	32,6	16,2
Юбилейная автолитовая брекчия	3,11	12	0,36	46	23	31
порфиновый кимберлит	1,04	12	0,12			
Сытыканская (северо-восточное тело) автолитовая брекчия	5,22	3	0,15	29,5	15,5	55
Краснопресненская	0,42	10—20,8	< 0,09	90,6 (фиолетовые)	6,5	2,9
Умереннопродуктивные тела						
Комсомольская автолитовая брекчия	5,3	2	0,10	36	25,4	38,6
порфиновый кимберлит	2,1	2	0,04	30,9	23,9	44,8+0,4 (зеленые)
Малопродуктивные тела						
Олимпийская	0,38	8,1	0,03	41,8	49	9,2
Алакитская	0,16	8,7	0,014	48,5 (фиолетовые)	41,5 (красные)	10 (оранжевые, розовые)
Им. Щукина	0,1	7,9	0,08	Преобладают лиловые Преобладают красные и лилово-красные		
Им. Соболева	0,02	4,5	0,001			
Молодость автолитовая брекчия	0,06	3,5	0,002	15,9	59,2 (розовые)	24,9

в некоторых высокопродуктивных трубках поля, таких как Сытыканская (северо-восточное тело) и Комсомольская, несмотря на низкую долю в выборке гранатов пиропов алмазной ассоциации (2—3 %), расчетное массовое содержание оказывается достаточно высоким (более 100 г/т) за счет повышенного содержания в кимберлите гранатов (более 5 кг/т). Таким образом, алмазоносность кимберлитовых тел Алакит-Мархинского поля определяется не столько долей «алмазных» пиропов в общей выборке гранатов, сколько их массовым содержанием в 1 т кимберлитов. Повышенное же содержание таких пиропов (десятки и сотни грамм на тонну) является свидетельством потенциальной алмазоносности кимберлитовых тел.

В большинстве малопродуктивных трубок поля содержание граната в кимберлитах весьма низкое (0,01—0,3 кг/т), в то время как в высокопродуктивных, за исключением тр. Айхал, концентрации этого минерала достигают 1—5 кг/т. В тяжелых фракциях многих малопродуктивных кимберлитовых тел поля пикроильменит доминирует над пиропом в соотношениях 1:2 — 1:6, реже 1:9 — 1:12 (табл. 2), в то время как в высокопродуктивных трубках пироп нередко преобладает над пикроильменитом (тр. Айхал, Юбилейная) либо лишь незначительно уступая ему (автолитовые брекчии тр. Сытыканская и Комсомольская). Среднее содержание пикроильменита в большинстве трубок Алакит-Мархинского поля 1—10 кг/т. Вместе с тем, в некоторых трубках содержание этого минерала достигает 16 кг/т

(тр. Комсомольская) и даже 35 кг/т (тр. Ис-корка, порфиновый кимберлит). К числу малоильменитовых трубок относятся немногие, такие как Айхал, Снежинка, Веселая, Молодость, Файнштейновская (западная), Радиоволновая, им. Соболева, им. Одинцова и некоторые другие, содержание пикроильменита в которых не превышает 0,15 кг/т.

Алмазоносность продуктивных трубок Алакит-Мархинского поля во многом зависит и от слагающих их типов кимберлита. Наименее продуктивными являются туфы и туфобрекчии, что связано с повышенным содержанием в них ксеногенного материала (60—80 %), а к промышленным типам руд относятся массивные порфиновые кимберлиты и кимберлитовые брекчии, среди которых наиболее продуктивны автолитовые кимберлитовые брекчии, несмотря на более высокое содержание в них ксеногенного материала (20—40 %). Как уже отмечалось, автолитовые брекчии формировались на заключительной стадии кимберлитобразования в процессе эксплозивного прорыва осадочного чехла, сопровождающегося мгновенным вскипанием и дегазацией расплава с последующим быстрым его остыванием. Быстрое остывание, на наш взгляд, благоприятствовало максимальному сохранению алмазов и препятствовало их окислению (графитизации) в нестабильных термодинамических условиях. Вместе с тем эксплозивный характер извержения, с учетом многоактивности этого процесса, максимально благоприятствовал вы-

2. Содержание граната и пикроильменита в некоторых трубках Алакит-Мархинского кимберлитового поля, кг/т

Трубка	Гранат	Пикроильменит	Соотношение гранат:пикроильменит
Айхал (верхние горизонты)			
автолитовая брекчия	0,4	Разные значения	Резко преобладает пироп
Юбилейная			
автолитовая брекчия	3,11	2,12	1,5 : 1
порфировый кимберлит	1,04	0,53	2 : 1
Сытыканская (северо-восточное тело)			
восточное тело			
автолитовая брекчия	5,22	11,52	1 : 2
брекчия с массивной текстурой цемента	1,93	9,75	1 : 5
Сытыканская (юго-западное тело)	1,71	7,72	1 : 4,5
Краснопресненская	0,42	2,44	1 : 6
Комсомольская			
автолитовая брекчия	5,3	16	1 : 3
порфировый кимберлит	2,1	10,6	1 : 5
Озерная	1,2	3	1 : 3
Восток	0,72	0,6	1 : 1
Кылахская	0,64	5,85	1 : 9
Подтрапповая	0,45	1,05	1 : 2
Олимпийская	0,38	4,47	1 : 12
Им. Одинцова			
автолитовая брекчия	0,3	0,1	3 : 1
порфировый кимберлит	0,5	0,1	5 : 1
Алакитская	0,16	0,97	1 : 6
Радиоволновая	0,05	0,02	2,5 : 1
Молодость			
автолитовая брекчия	0,06	0,14	1 : 2

носу глубинного вещества к поверхности с наибольшей скоростью его перемещения.

На ранней же стадии кимберлитообразования, судя по интрузивному облику массивных порфировых кимберлитов, внедрение расплава происходило значительно медленней, а остывание его длилось намного дольше. В таких условиях алмазы окислялись сильнее, о чем свидетельствует некоторое уменьшение их среднего размера, снижение качества и соответственно уменьшение содержания. Особенно заметны эти явления на глубоких горизонтах разведанных месторождений, где доля порфировых кимберлитов в составе трубок заметно возрастает.

В настоящее время на территории Алакит-Мархинского кимберлитового поля известно 65 контрастных шлиховых ореолов, погребенных под каменноугольно-пермскими отложениями и траппами. Из них лишь 11 надежно идентифицированы с близкорасположенными коренными источниками. Источники других погребенных ореолов пока не установлены. Размеры древних шлиховых ореолов достигают, как правило, 2—3 км, превышая на порядок размеры (по длинной оси) своих коренных источников. Наиболее крупный шлиховой ореол трубки Юбилейная, несмотря на уникальные размеры этого тела, имеет протяженность около 8 км. Ограниченные размеры древних ореолов свидетельствуют, на наш взгляд, о незначительном эрозийном срезе кимберлитовых тел.

Основным методом поисков погребенных кимберлитовых тел в пределах Алакит-Мархинского поля по-прежнему является шлихо-минералогический метод, основанный на прослеживании в древних осадочных коллек-

торах среднекаменноугольного возраста минералов-спутников алмаза: пироба, пикроильменита, хромдиопсида, оливина, циркона и др.

Сохранность зерен и некоторые другие характерные особенности минеральных ассоциаций в древних ореолах рассеяния позволяют относительно надежно прогнозировать удаленность коренного источника.

Основными признаками близости таких источников можно считать: 1) высокие концентрации минералов спутников алмаза (МСА) без следов механического износа; 2) наличие келифитовых оболочек на зернах пироба, а также лейкоксеновых и перовскитовых кайм на зернах пикроильменита; 3) присутствие в шлиховых пробах неустойчивых (легкоразрушаемых) зерен серпентина, флогопита, хромдиопсида и сростков этих минералов с другими; 4) присутствие в шлиховых пробах агрегатных зерен пикроильменита; 5) многообразие цветовой гаммы гранатов и наличие в пробах в достаточном количестве оранжевых (менее устойчивых) зерен этого минерала; 6) отсутствие гранулометрической дифференциации минералов (наличие в пробах наряду с мелкими зернами крупных); 7) отсутствие дифференциации кимберлитовых минералов по плотности.

Вблизи коренных источников, на расстоянии нескольких сотен метров — первых километров от них в осадочных коллекторах встречаются такие неустойчивые минералы, как флогопит, серпентин, хромдиопсид, а также их сростки с другими МСА. Кроме того здесь присутствуют мелкие (2—3 мм) обломки кимберлитов, зерна агрегатного пикроильменита, а также минералы тяжелой

3. Особенности преобразования минеральной ассоциации в древнем шлиховом ореоле трубки Юбилейная

Характеристики	Гранат				Пикроильменит			
	1	2	3	4	1	2	3	4
Максимальная концентрация (на 10-литровую пробу), кг/т	АКБ-3,1 ПК-1,04	Сотни знаков	Сотни знаков	> 6 тыс. знаков	АКБ-2,12 ПК-0,52	Сотни и тысячи знаков	Тысячи знаков	> 8 тыс. знаков
Крупность зерен, мм:								
+1	19	13	15	7	26	14	19	2
промежуточная	52,5	33	35	61	46	31	45	64,5
-0,5	28,5	54	55	32	28	55	37	33,5
Сохранность (износ зерен), %	Не изношенные и первично колотые	Преобладают зерна I-II кл. (2:1,5), осколки (-0,5 мм) — 20	I — 44, II — 56 (без учета осколков)	I — 12; II — 53,5; III — 25,5; IV — 9	Не изношенные и первично колотые	Преобладают I-II кл. (1:1), III — 4; осколки до 15	I — II — 71; III — 27; IV — 2	I — 21; II — 31; III — 20,5; IV — 27,5

Примечание. Места отбора проб: 1 — трубка Юбилейная (коренной источник); 2 — устье руч. Болотный (расстояние от трубки 0,5—1,5 км, 6 алмазов); 3 — среднее течение руч. Болотный (3—4 км); 4 — верховье руч. Болотный (6—8 км, 5 алмазов)

фракции с реликтами реакционных оболочек и кайм: пиропы в келифитовых оболочках и пикроильмениты с первичными лейкоксеновыми и перовскитовыми каймами. Преобладающее большинство зерен МСА вблизи коренных источников не содержит следов механического износа, а доля колотых зерен здесь минимальна. При этом наряду с мелкими (менее 1 мм) зернами МСА повсеместно присутствуют крупные (более 1 мм), доля которых достигает 15—20 %. Цветовая гамма гранатов вблизи коренных источников значительно разнообразней, а соотношение граната и пикроильменита составляет 1:2 — 1:6, т. е. максимально соответствует таковой в коренных источниках. По мере удаления от источника минеральные ассоциации заметно трансформируются: дифференцируются по плотности и гранулометрическому составу, постепенно изнашиваются, цветовая гамма гранатов становится более однообразной (лиловой), резко сокращается доля оранжевых, менее устойчивых гранатов, практически исчезает агрегатный пикроильменит, резко возрастает доля колотых зерен.

Сведения о характере изменения минеральной ассоциации в одном из древних шлиховых ореолов, связанном с тр. Юбилейная, приведены в табл. 3. По мере удаления от коренного источника происходят заметные изменения в цветовой гамме гранатов в пользу увеличения литовых разновидностей; существенно трансформируется гранулометрический состав минеральной ассоциации; ухудшается сохранность зерен; изменяется соотношение граната и пикроильменита в пользу последнего. Так, уже на удалении 0,5—1,5 км от коренного источника заметно преобразуется гранулометрический состав минеральной ассоциации в пользу зерен мелкого класса (-0,5 мм), что происходит за счет раскалывания средних и крупных зерен и перехода осколков в класс -0,5 мм. Износ МСА в этой зоне весьма незначителен; на многих зернах пикроильменита сохраняются примазки серпентин-карбонатного (кимберлитового) материала и лейкоксеновые оболочки, на отдельных зернах граната отмечаются реликты келифитовых кайм, часто встречаются агрегатные зерна пикроильменита. На удалении 3—4 км от источника сохранность зерен МСА несколько ухудшается: среди гранатов начинают преобладать зерна II класса износа (56 %), а среди пикроильменитов в заметном количестве появляются зерна III (27 %) и даже IV (2 %) классов износа. При этом резко возрастает доля вторично колотых зерен, особенно среди гранатов. Агрегатные зерна пикроильменита здесь крайне редки, лейкоксеновые оболочки на поверхностях пикроильменита сохраняются лишь на отдельных зернах, а реакционные келифитовые каймы на гранатах полностью отсутствуют.

В хвостовой части данного ореола, на удалении 6—8 км от коренного источника сохранность зерен МСА сильно ухудшается: до 35 % зерен граната и до 48% зерен пикроиль-

менита соответствуют III и IV классам износа; большая часть зерен МСА является вторично колотыми. При этом реакционные оболочки на поверхностях кимберлитовых минералов полностью отсутствуют, а агрегатные зерна пикроильменита практически не встречаются. Вместе с тем, здесь полностью отсутствуют легкие, неустойчивые минералы флогопит и серпентин. В то же время хромшпинелид прослежен в осадочных коллекторах на всем протяжении ореола, причем его концентрации нередко достигают нескольких десятков и даже сотен знаков на 10-литровую пробу. Относительно равномерно рассеян по площади ореола и алмаз, находки которого в шлиховых и керновых пробах отмечены даже в хвостовой части ореола. Обращает на себя внимание изменение гранулометрического состава минеральной ассоциации в наиболее удаленной части ореола в пользу зерен среднего класса и в ущерб крупным (+1 мм) и мелким (-0,5 мм) зернам. На наш взгляд, это явление объясняется осаждением наиболее крупных зерен МСА в головной части ореола и частичным выносом наиболее мелких (-0,5 мм) зерен за его пределы.

Цветовая гамма гранатов по мере удаления от коренного источника постепенно изменяется в пользу лиловых разновидностей (с 46 до 62%) в ущерб оранжевым и оранжево-красным гранатам, которые проявляют меньшую устойчивость при транспортировке. Вместе с тем, по мере удаления от источника постепенно возрастает содержание в выборке гранатов пиропов алмазной ассоциации, которые, по всей видимости, достаточно устойчивы при транспортировке.

Соотношение граната и пикроильменита по мере удаления от коренного источника заметно изменяется в пользу последнего. Так, если в коренном источнике — тр. Юбилейная гранат преобладает над пикроильменитом в соотношении 2:1 — 1,5:1, то уже на удалении первых километров от него в осадочных коллекторах начинает доминировать пикроильменит, являющийся тяжелым минералом данной ассоциации. При этом его концентрации уже на удалении 3—4 км от источника иногда на порядок превышают содержание граната.

В заключение немаловажно отметить, что в хвостовой части охарактеризованного ореола концентрации граната и пикроильменита в отдельных пробах достигают максимальных для данного ореола значений, а сохранность их зерен, особенно в мелком классе, остается достаточно хорошей. Исходя из этого, следует признать, что высокие концентрации кимберлитовых минералов в россыпях Алакит-Мархинского поля с относительно хорошей сохранностью зерен, особенно мелких, далеко не всегда являются признаком близости

коренного источника, т. к. в современных условиях МСА мелких классов (менее 1 мм) переносятся водными потоками на значительные расстояния (80—90 км) без всяких следов механического износа [2]. Следовательно, при определении дальности переноса МСА необходимо учитывать всю совокупность характерных особенностей минеральной ассоциации и устанавливать степень ее соответствия минеральному составу близкорасположенных коренных источников. Так, некоторые древние шлиховые ореолы Алакит-Мархинского поля, несмотря на высокие концентрации МСА и относительно хорошую сохранность зерен (II—III класс), характеризуются однообразием цветовой гаммы гранатов с резким доминированием лиловых зерен, явным преобладанием пикроильменита над пиропом в соотношениях 1:6 — 1:15, трансформированным гранулометрическим составом минеральной ассоциации в пользу мелких и средних зерен (более 95 %), а также почти полным отсутствием агрегатного пикроильменита и легких, неустойчивых кимберлитовых минералов (флогопита, серпентина, хромдиопсида и др.). Учитывая, что в коренных источниках поля и осадочных коллекторах околотрубочной зоны эти показатели заметно отличаются от вышеперечисленных, то есть все основания считать подобные ореолы «оторванными» от своих коренных источников и перемещенными на многие километры.

Существующая ныне методика поисков ориентируется в первую очередь на концентрации МСА в древних осадочных коллекторах, сохранность зерен и некоторые другие характерные признаки. Но при этом не всегда в полной мере учитываются такие не менее важные факторы, как цветовая гамма гранатов, гранулометрический состав зерен, соотношение граната и пикроильменита, а также степень соответствия минеральных ассоциаций из древних ореолов рассеяния минеральному составу близкорасположенных коренных источников. Поэтому только тщательный анализ всей совокупности вышеперечисленных признаков позволит правильно оценивать дальность переноса той или иной минеральной ассоциации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зуев В.М., Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Манкенда А. Слабоэродированные кимберлитовые трубки Англы // Геология и геофизика. 1988. № 3. С. 55—62.
2. Подвысоцкий В.Т., Белов Е.Н. Состав и условия формирования древних осадочных коллекторов и россыпей алмазов. — Якутск, 1995.
3. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. — М.: Недра, 1996.

Вниманию специалистов

Геологическая карта Якутии масштаба 1:500 000 издается Госкомитетом Республики Саха (Якутия) по геологии и недропользованию. Срок выхода из печати 1993—1998 гг.

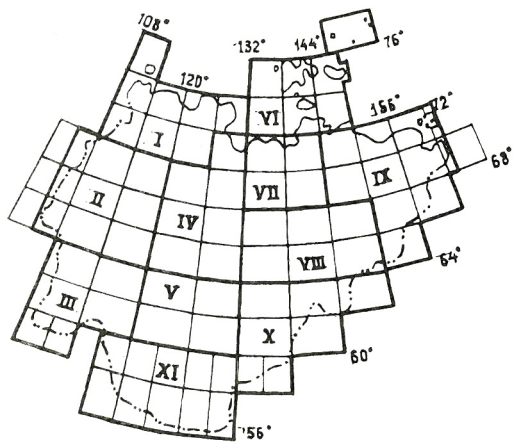
Карта включает 78 листов, объединенных в 11 блоков, и охватывает площадь более 3 млн. км² — восток Сибирской платформы и западную часть Верхояно-Чукотской складчатой системы.

Фактологическая основа карты — результаты геологической съемки масштабов 1:200 000 и 1:50 000, региональных геофизических исследований, глубокого бурения, специализированных тематических и научно-исследовательских работ по состоянию на 1 января 1993 г.

Каждый блок карты сопровождается тектонической и геофизической схемами масштаба 1:1 500 000, схемами корреляции конкретных разрезов стратифицированных осадочных и вулканогенно-осадочных отложений с их палеонтологической характеристикой, таблицами химических составов главных типов и разновидностей магматических пород, другими материалами.

Геологическая карта Якутии является надежной основой для построения специализированных карт геологического содержания, представляет безусловный интерес для широкого круга специалистов, занимающихся изучением и освоением земных недр. Карта будет незаменимым пособием для учебных заведений, готовящих кадры по различным специальностям геологического профиля, экологии, географии, землеведения, почвоведения и др.

Тираж карты ограничен. Часть его выходит совместно на русском и английском языках, стоимость блоков — 100—150 долларов США.



Блоки геологической карты:

I — Нижнеоленинский; II — Моркинский; III — Ботуобинский; IV — Западно-Верхоянский; V — Центрально-Якутский; VI — Новосибирский; VII — Нижнеянский; VIII — Верхнеиндигирский; IX — Индигиро-Колымский; X — Южно-Верхоянский; XI — Южно-Якутский

Заказы можно отправлять по адресу:

677009 г. Якутск, ул. Кальвица, 24, ГУП ЯПСЭ

тел. 43—28—40; FAX(4112) 43—28—40. E-mail: vasilev @ rgikc. yacc. yakutia.su

Оплата: Якутский Филиал <Инкомбанка>, р/с 000208303 МФО 040805776, к/с 700161776 ИНН 1435001957 (рублевый эквивалент); КБСР <Якутия>, р/с 10709 МФО 049805703, к/с 700161503 ИНН 1435014219 (валютные средства)

Contents

<i>Shishigin P.R., Yan-zhin-shin V.A.</i> Fourtieth anniversary of the unified Yakutian geological service	3	<i>Podvysotsky V.T., Lelyukh M.I., Nikulin V.I.</i> A conception of ancient platforms' formation. . .	29
<i>Kostin A.V., Lobanov S.P., Shoshin V.V.</i> Goeoeconomical types of Ag deposits of northeastern Yakutia	7	<i>Mishnin V.M.</i> Old reef formation as a precursor of kimberlite intrusion in the Yakutian diamondiferous province	35
<i>Vetluzhskikh V.G., Kim A.A.</i> Goeoeconomic types of gold deposits of Southern Yakutia	15	<i>Krivosos V.F.</i> Relative and absolute age of kimberlites.	40
<i>Mityukhin S.I.</i> Geology-genetic and empirical basis for establishing a subprovince-rank taxon of kimberlites and their convergent rocks	23	<i>Serov V.P.</i> Some peculiarities of mineral composition of kimberlite pipes and old heavy mineral dispersion haloes of the Alakit-Markhin kimberlite field.	50