

Минерагеническое и геодинамическое значение типов популяций алмаза

А.Н.БАРЫШЕВ, Г.К.ХАЧАТРЯН (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Рассмотрен принцип выделения популяций алмаза, их типизация, пространственные закономерности размещения, значение популяций для реконструкции глубинной структуры минерагенической провинции до кимберлитового вулканизма. Показана роль популяций в обосновании глубинной конвективной геодинамики, формирующей фундамент платформ, связь с ней субдукции, общей минерагении. Предложен путь дальнейшего развития теоретических основ алмазообразования.

Ключевые слова: алмаз, кристаллизация, агрегация азота, популяция, зональность, минерагения, геодинамика, конвекция, субдукция.

Барышев Александр Николаевич
Хачатрян Галина Карленовна



khachatryan_g_k@mail.ru

Mineragenic and geodynamic importance of diamond population types

A.N.BARYSHEV, G.K.KHACHATRYAN (Federal State Unitary Enterprise Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, FSUE TsNIGRI)

Principle of diamond populations definition, their type classification, 3D distribution, populations role in reconstruction of mineragenic province deep structure before kimberlite volcanism were considered. Role of populations was shown in justification of deep convective dynamics as a factor of platform basement formation, subduction and general metallogeny linked with it. The way was offered for further development of diamond genesis theoretical foundations.

Key words: convection, crystallization, diamond, geodynamics, nitrogen aggregation, minerageny, population, subduction, zoning.

«Только путем синтеза наук о Земле мы можем отыскать «истину», т.е. восстановить ту картину, которая наилучшим образом представит нам совокупность известных фактов и поэтому сможет претендовать на наибольшую вероятность, но и тогда мы должны постоянно помнить, что каждое новое открытие, к какой бы отрасли науки оно не принадлежало, может изменить сделанные нами выводы».

Альфред Вегенер, ноябрь 1928 г. [6]

Исследование минерагении алмазов традиционно проводится на материале геологического строения и состава среды, в которой они встречаются вблизи земной поверхности, термобарометрии и изотопного возраста включений, а также состава изотопов углерода в алмазе. В то же время не исчерпана полностью возможность исследований самого алмаза и его групп для получения новой информации по ряду проблем общей минерагении и связи ее с процессами, формирующими фундамент платформ.

Проведенное Г.К.Хачатрян изучение более 5,5 тысяч кристаллов алмаза из 96 трубок и россыпей практи-

чески всех алмазоносных провинций мира побудило выбрать рациональный принцип группировки алмазов в каждом объекте (кимберлитовой трубке, россыпи) для характеристики его свойств, дающих возможность сопоставлять месторождения по условиям их образования [17–19]. Для этого было использовано понятие «популяция» как «совокупность предметов, индивидов, на которых строятся статистические выводы» [8].

В основу выделения популяций алмаза положены его характерные признаки, отражающие термодинамические условия и особенности химизма среды алмазообразования. В ряду таких признаков важнейшими являются примеси, входящие в кристаллическую решетку алмаза, которые сингенетичны с ним. Среди примесей весьма важен азот, который выявляется и анализируется методом ИК-спектроскопии. Преимуществом использования этой примеси при типизации кристаллов алмаза из разных месторождений является возможность экспрессного количественного определения концентраций структурного азота в кристаллах без их разрушения. С помощью ИК-спектроскопии в нескольких тысячах кристаллов алмаза из трубок и

россыпей разных алмазоносных провинций мира определено содержание азота в А- и В-формах, что соответствует двойным и четверным атомным кластерам азота, общее содержание структурного азота в кристаллах (N_{tot}) и относительное его содержание в форме В (%NB). По этим параметрам выделялись группы кристаллов – популяции, доминирующие среди индивидов каждой трубки или россыпи. Обычно в одной трубке присутствует одна (главная) или две (главная и второстепенная) популяции кристаллов. Доля кристаллов основных популяций в трубке, как правило, составляет не менее 50–75%. В россыпях наличие более двух популяций кристаллов может быть обусловлено множественностью их коренных источников.

Выделение популяций проводилось с помощью построения кривых распределения алмазов одной выборки по общему содержанию азота (N_{tot}) и степени его агрегации (%NB), а также диаграмм в координатах N_{tot} –%NB. Если распределение каждого из параметров одномодальное, то к одной популяции относилась совокупность кристаллов, группирующаяся вокруг модальных значений N_{tot} и %NB, составляющая не менее половины от всей выборки. При двумодальном распределении кристаллов в выборке выделить две популяции можно графическим способом по областям наибольшей плотности фигуративных точек с координатами N_{tot} –%NB. Таким образом выделяются главная и второстепенная популяции, доля второстепенной в выборке составляет обычно не менее 25% от общего числа кристаллов.

Усредненные значения N_{tot} и %NB для популяций алмаза по 96 изученным объектам нанесены на диаграмму В.Р.Тэйлора [24], на которой проведены характерные для этих соотношений изотермы, определенные для «условного возраста» алмаза 2 млрд. лет (рис. 1). Представленные на диаграмме популяции алмаза дополнительно характеризуются Г.К.Хачатрян типом минеральных включений в кристаллах, отражающих состав среды алмазообразования. По характеристикам популяций алмаза из месторождений мира проведена общая их типизация.

Таким образом, популяция является множественной (по числу кристаллов) ассоциацией с определенным комплексом свойств алмазов, характеризующих ее тип. Главная популяция алмаза может использоваться в качестве принципа типизации месторождения (трубки кимберлитов, россыпи). Популяция является следующим иерархическим системным таксоном за минеральным индивидом, так же, как формационный тип рудного месторождения следует за типом руд, которых на месторождении может быть несколько. Согласно приведенному определению, незначительное для месторождения число алмазов с иными свойствами, отличными от главной или второстепенной популяций, к популяциям объекта, строго говоря, не относится. Однако они по своим свойствам могут сопоставляться

с алмазами иного типа популяции, преобладающего на другом объекте.

Для кимберлитов и лампроитов земного шара Г.К.Хачатрян выделила 6 типов популяций. Среди них алмазы с включениями экологитовой ассоциации оказались более азотсодержащими («высокоазотными»), чем соответственно с включениями ультраосновной (см. рис.1). На рисунке показаны два тренда (тенденции) изменчивости свойств алмазов в популяциях разных типов.

В ряду популяций от типа V к типу I имеет место тенденция уменьшения содержания азота и увеличения степени его агрегации (от парной к четырехатомной конфигурации атомов) в кристаллической решетке алмаза, что соответствует увеличению температуры алмазообразования. Минимальное содержание азота присуще кристаллам популяций типа I, содержащих включения высокобарических минералов (мейджорита, вюститита и др.). Все это указывает на связь отмеченных изменений содержания и степени агрегации азота с давлением и температурой, а отсюда с глубиной, характеризующая вертикальную зональность популяций [19]. Кроме того, намечается изотермический тренд зависимости степени агрегации азота от его общей концентрации, проявленный от популяции III к популяции VI.

Приведенные общие свойства популяций отвечают на многие вопросы, связанные с условиями алмазообразования. Они дополнительно могут быть использованы для совершенствования концепций минерагении, обоснования представлений о глубинной геодинамике, решая их вопросы, например:

каковы закономерности размещения популяций алмаза в трехмерном пространстве минерагенической провинции?

какие геологические и геодинамические процессы определяют сочетание факторов, приводящих к алмазообразованию?

почему на территории алмазоносной провинции около 90% кимберлитовых трубок не содержат алмазы, хотя в трубках присутствуют минеральные ассоциации значительных глубин, сопоставимых с глубинами алмазообразования?

какие условия образования и размещения популяций алмаза могут быть использованы для раскрытия общих закономерностей развития минерагенической провинции?

Ответить на эти вопросы можно на основе системного анализа, соединяя подходы с общих и частных позиций. В аспекте общего подхода важным представляется получение трехмерной характеристики распределения популяций в минерагенической провинции. Имеющийся фактический материал позволил это сделать для Сибирской провинции. Отмеченная выше закономерность смены типов популяций с глубиной была дополнена исследованием латеральной зональности типов популяций алмаза из трубок и россыпей. Было

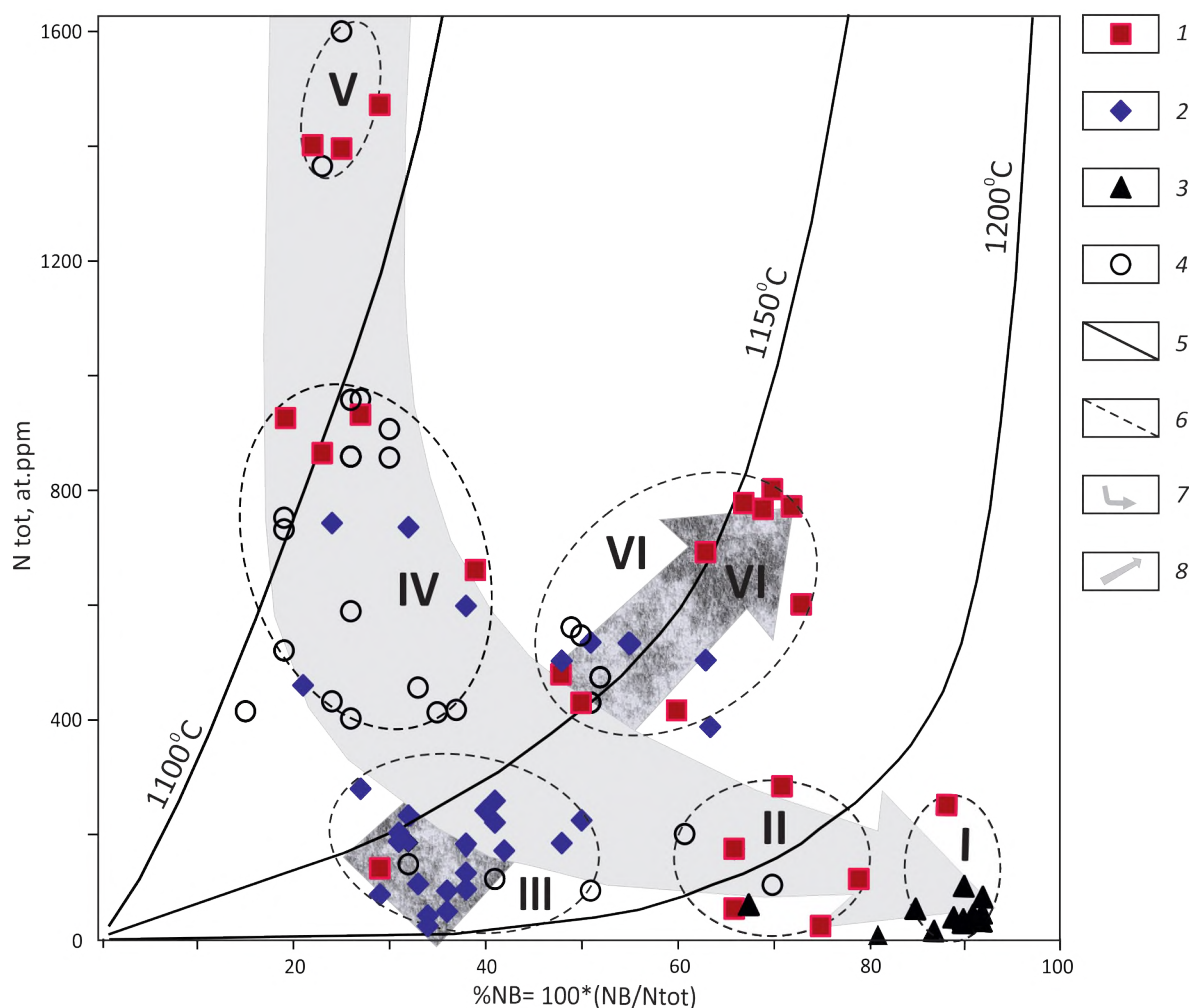


Рис. 1. Популяции алмаза и тренды изменчивости их свойств:

точки главных популяций месторождений, в алмазах которых включения относятся к ассоциациям: 1 – эклогитовой, 2 – ультрабазитовой, 3 – высокобарических минералов, 4 – данные отсутствуют; 5 – изотермы для условного возраста алмаза 2 млрд. лет по [24]; 6 – условные границы типов популяций; 7 – тренд увеличения %NB и снижения N_{tot} при росте температуры кристаллизации и давления; 8 – изотермический тренд возрастания %NB при возрастании N_{tot} ; римские цифры – типы популяций; N_{tot} – общая концентрация азота в кристалле алмаза; %NB – доля азота, агрегированного в В-форме, относительно общего содержания

выявлено, что размещение главных популяций алмаза, формировавшихся при разных температурах, в пределах минерагенической провинции характеризуется двусторонней с элементами концентричности латеральной зональностью: наиболее высокотемпературные популяции расположены в центре провинции, а наименее – соответственно по периферии (рис. 2) [18].

Иллюстрация наличия разных популяций в трубках, занимающих разную позицию относительно центра их зональности в Сибирской провинции, приведена на рис. 3. В центре (трубки Молодость, Поисковая) главная популяция относится к наиболее глубинному типу II, в трубках Удачная и Ленинград, расположенных

соответственно южнее и севернее – к типу III, а ближе к периферии платформы (трубки Мир и Малокуонапская) – к менее глубинному типу IV.

Сочетание вертикальной и латеральной зональности главных популяций алмаза дает общее представление о трехмерной морфологии главной геолого-структурной зоны (или сочетания зон), где происходил рост кристаллов алмаза. Важно подчеркнуть, что речь идет не о современной структуре этой зоны в фундаменте платформы, а о структуре, которая была в раннем докембрии. Подход к расшифровке алмазоносных структур через зональность популяций принципиально отличается от геофизических интерпретаций, отражающих

современное состояние фундамента платформы. Это обусловлено тем, что древняя глубинная структура и геофизические свойства фундамента Сибирской платформы могут быть преобразованными под воздействием мощнейшего сибирского траппового магматизма в конце палеозоя—начале мезозоя.

Для выявления геодинамических условий алмазообразования и происхождения древней зональной структуры провинции требуется учитывать свойства алмазных кристаллов и, прежде всего, состав изотопов углерода в алмазе.

Изотопный состав углерода в алмазе варьирует от значений $\delta^{13}\text{C}$ –42 до +3‰ с максимумом около –5,5‰ и позволяет судить о природе источников углерода алмаза. В ряде месторождений, например, в кимберлитовых трубках Ягерсфонтейн (Южная Африка), Джерико (Канада), пластообразных телах района Гуаниамо (Венесуэла), подавляющее большинство алмазов имеют $\delta^{13}\text{C}$ от –42 до –11‰. Это свидетельствует о существенной роли органического вещества, а в сумме с другими фактами приводит к выводу об участии экзогенных продуктов в качестве источников роста алмаза [19]. Такой вывод согласуется с отмеченной выше характеристикой популяций, отражающей обогащенность азотом алмазов с базитовой (эклогитовой) ассоциацией минеральных включений, относительно популяций с включениями ультрабазитовой ассоциации. Как показывают наблюдения в современных бассейнах, развитию биоты, содержащей азот, способствуют теплые условия при проявлении базальтового вулканизма. Главным вещественным фактором образования алмаза в области его термодинамической стабильности является реакция оксидов углерода или карбонатов с углеводородами [15].

Все изложенное выше вызывает необходимость рассмотрения и обоснования условий тектонического перенесения экзогенных источников алмаза в глубины Земли. Простое вертикальное опускание толщ земной коры только под их собственным весом на глубины, соответствующие кристаллизации алмаза, невозможно. Отсюда следует неизбежный вывод о реальности субдукции, то есть о подведении толщ (лат. sub – под, ductio – ведение) под земную кору фундамента платформы в составе более крупных масс литосферы. На причины субдукции и ее механизм имеются разные точки зрения. Сторонники тектоники плит главную роль отводят сочетанию горизонтального перемещения литосферной плиты от срединно-океанического хребта с ее последующим потоплением под собственным весом, возросшим при остывании во время спрединга (субдукция типа Б, по имени Беньофа). Другие основной причиной субдукции считают погружение литосферы на краю конвективной ячей, независимо от литосферной плиты (субдукция типа А, по имени А.Амштутца, первого, кто ввел этот термин в геологию при рассмотрении тектоники Пеннинских Альп) [2]. При обсуждении субдукции в геологии алмазов необходимо учитывать

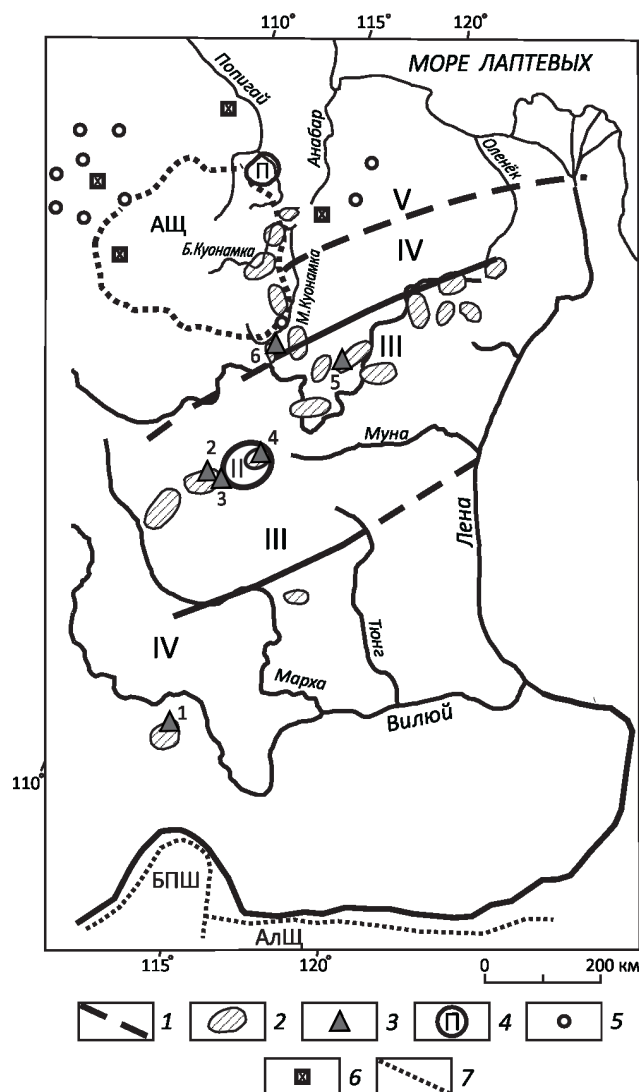


Рис. 2. Схема латеральной зональности типов популяций в минералогической провинции Сибирской платформы. Составлена по работе [18] с упрощениями и дополнениями:

1 – границы зон разных типов популяций алмаза; 2 – контуры алмазоносных полей; 3 – алмазоносные трубки: Мир (1), Удачная (2), Молодость (3), Поисковая (4), Ленинград (5), Малокуаная (6); 4 – Попигаевская структура взрывных брекчий; 5 – массивы карбонатитов; 6 – кольцевые массивы щелочных ультрамафитовых пород и карбонатитов; 7 – контуры блоков с архей-протерозойскими толщами: АЩ – Анабарский щит, АлЩ – Алданский щит, БПШ – Байкало-Патомский шарьяж

данные по динамическим условиям роста кристаллов алмаза и зональности его популяций. Важно знание и того, шла ли кристаллизация из магмы или рост алмаза происходил в твердой среде.

На рост алмаза в твердой среде в обстановке стресса указывает ряд особенностей его кристаллов. Об этом

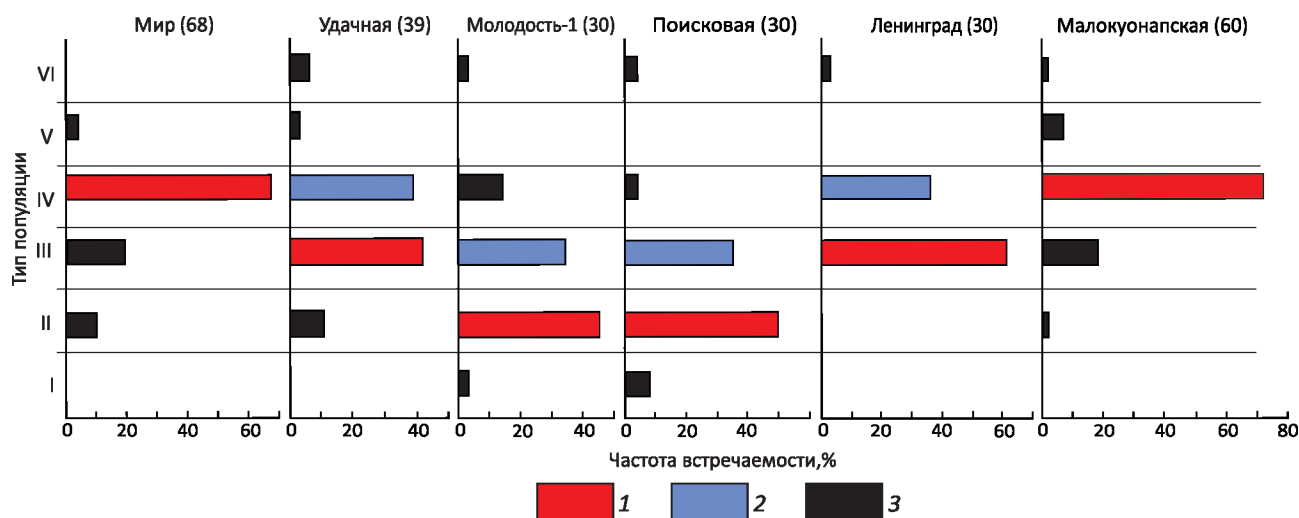


Рис. 3. Распределение типов популяций алмаза в якутских кимберлитовых трубках:

1 – главная, 2 – второстепенная и 3 – малая доли алмазов, аналогичных популяциям иных трубок; в скобках - число кристаллов в проанализированной выборке из трубки

свидетельствует уплощенность формы кристаллов, их деформации во время роста с образованием трещин скалывания, не выходящих во внешние зоны кристалла, наличие трещин отрыва в кристалле, заполненных алмазным веществом последующей генерации. Подобное не могло происходить в расплаве или растворе. Отмечается резкое изменение механизма роста и морфологии внутренних частей алмаза, фиксируемое как перерыв однородного роста. Всему этому причиной может служить поворот растущего кристалла вместе с его пластически деформируемой вмещающей средой в преддверии и во время землетрясений, характерных для зон субдукции. Изменение ориентировки осей главных нормальных напряжений в среде при дальнейшем росте кристалла, естественно, приводит к новой ориентировке кристаллографических осей в соответствии с принципом симметрии Кюри [5].

В отличие от субдукции по модели тектоники плит, приводящей к однонаправленной зональности изменения свойств или возраста алмазов [12, 13, 15], субдукция как краевой эффект ячеистой конвекции имеет ряд важных характерных свойств, позволяющих найти в ней место ряду реальных геологических явлений и структур. Во-первых, субдуцируется не плита, а толщи окружающих ячею бассейнов, погружающиеся к центру будущей платформы в виде сжатых синклиналей [2, 3]. Толщи в ядрах краевых сжатых синклиналей расплющиваются, а породы подвергаются региональному метаморфизму с развитием кристаллизационной сланцеватости. В платформенных моделях субдукции, в отличие от конвективной модели, существенные стрессовые напряжения не должны возникать и им,

естественно, должного внимания не уделяется. Метаморфизм рассматривается, как правило, лишь в аспекте соотношений температуры и давления [9]. Так же в таких моделях не рассматриваются напряжения в зоне субдукции применительно к алмазам [15, 20].

Выделение популяций позволило установить важную особенность алмазов, а именно потерю общего содержания азота, сопровождаемое возрастанием степени агрегации азота при увеличении температур роста кристаллов. Это вполне согласуется с нарастанием степени метаморфизма при кристаллизации алмаза. Однако в отношении роли регионального метаморфизма алмазоносных базит-гипербазитовых толщ до вовлечения их в кимберлитовый вулканизм нет единой точки зрения. Одни исследователи отводят ему существенную роль [5, 21], другие считают это явление малозначительным, хотя отмечают его как частный случай, например, для ксенолита дистенового алмазоносного эклогита трубки Удачная [11]. Недостаточно яркая выраженность регионального метаморфизма обломков пород в кимберлитах, по мнению авторов данной статьи, может быть связана с тем, что при взрывном кимберлитовом вулканизме породы интенсивно разрушаются по поверхностям сланцеватости, особенно тогда, когда имеется несколько поверхностей разных направлений. Этим, в частности, может объясняться преимущественно мелкообломочная текстура кимберлитов.

Контуры латеральной зональности популяций алмаза на Сибирской платформе конформны контурам, объединяющим блоки толщ, метаморфизм которых имеет возраст 1,8–2,0 млрд. лет. Информация о блоках суммирована в работах [5, 16]. Эти сведения, наряду с серией

соответствующих изотопных датировок минералов-узников в кристаллах алмаза, позволили сделать вывод о преобладании в Якутии алмазов того же возраста [5]. Вместе с тем, резкое несогласие контуров зональности популяций относительно близмеридионального простирания зон архейских толщ противоречит существующему представлению о значительной роли архейских алмазов в недрах Сибири. Мнение об архейском возрасте значительной части алмазов Сибири опирается на определение изотопного возраста их минералов-узников ультрабазитовой ассоциации. Однако при этом не учитывается, что ультрабазиты могли представлять архейские рестины при более поздней дифференциации пород и расслоении толщ мантии.

Учитывая все отмеченное, можно с большим основанием делать общие заключения на основе особенностей положения алмазных популяций в глубинах Земли до их доставки к земной поверхности кимберлитами. По данным вертикальной и латеральной зональности популяций построен схематический разрез структуры фундамента Сибирской платформы и ее периферии (рис. 4). Этот разрез детализирует те представления и выводы об образовании структуры фундамента в связи с ячеистой конвекцией, пластическими течениями твердых масс, которые авторы статьи изложили ранее, а также использует особенности рисунка 3. Теоретическая позиция главных геологических структур провинции в соответствии с графическим вариантом М.А.Гончарова математической модели неустановившейся конвекции на разных фазах ее развития, в том числе с зарождением зон субдукции, показана на рисунках в работах [3, 5]. Верхняя часть разреза конвективной системы соответствует расходящейся в стороны сиалической части литосферы (Анабарский и Алданский щиты на краях ячеи), периферическая чашеобразная часть – зонам субдукции. Низ центральной части разреза показан в предшествии перемещения субдуцированных толщ вверх, в связи с восходящей ветвью конвективной системы (плюма), то есть позиции толщ, соответствующей их переходу от прогрессивного метаморфизма к регрессивному.

Весьма сложным является вопрос, в каком месте на глубине и под каким углом подходят друг к другу толщ, субдуцированные с разных сторон конвективной ячеи, то есть с юга и с севера провинции. Можно лишь предполагать (учитывая тенденцию дрейфа литосферы к экватору под действием центробежных сил в ротационном поле Земли), что зона субдукции с севера на юг под Анабарский щит имела более крутое падение, чем субдуцированные толщ с юга на север под Алданский щит. Влияние ротационных сил на горизонтальные перемещения земной коры к экватору было теоретически предсказано Л.Этвёшем в 1913 г., подтверждено геологическими данными и физическим моделированием А.Вегенером [6], а влияние переноса ротационного количества движения при конвекции земных масс на крутизну падения зон субдукции – А.Н.Барышевым [1].

Вследствие этого и иных причин крупные конвективные геологические системы практически всегда бывают асимметричными. Это явление учтено на схематическом разрезе. Оно соответствует меньшей ширине зон типов популяций на севере по сравнению с южной частью их реальных проекций на поверхность. В разрез не включены древние толщ Байкало-Патомского шарьяжа, присутствующие на рис. 2. В современную позицию эти толщ попали в силуре–девоне в результате перемещения их с юга.

Разрез показывает, кроме того, проблематичность глубинной структуры той части зоны популяций III, которая расположена к юго-востоку от полей Верхне-Мунского (с трубкой Поисковая) и Далдынского (с трубками Молодость и Удачная). Зона III здесь намечена по алмазам из россыпей при отсутствии трубок. Отсутствие субдуцированных толщ вблизи оси восходящей ветви модели конвективной ячеи позволяет предполагать, что алмазоносные кимберлитовые трубки в указанной части зоны III не обнаружены до сих пор по причине их реального отсутствия в природе.

В целом разрез может быть интерпретирован и как механизм формирования, по крайней мере, части литосферного кия, выявленного под Сибирской платформой А.В.Манаковым на основе магнитотеллурического зондирования (МТЗ) [12]. Представленные авторами данной статьи субдукционные зоны, имеющие падение навстречу друг другу, ограничивают по краям клинообразный блок мантии. Расплющивание толщ, образование кристаллизационной сланцеватости в зонах субдукции неизбежно приводят к снижению эффективной вязкости. Пониженная вязкость – главный фактор в общих представлениях об астеносфере. Сланцеватость и повышенное содержание флюидов в зонах субдукции по краям кия могут в значительной мере определять отличие электромагнитных свойств этих зон от остальной части мантии, фиксируемых МТЗ. В отличие от геофизического метода, анализ зональности популяций алмаза в сочетании с тектонофизическими закономерностями позволяет дать интерпретацию, по крайней мере, части литосферного кия в связи с определенным геологическим процессом протерозойской геодинамики. Это не относится к структурам кия, имеющим близмеридиональное простирание, согласное с архейскими структурными зонами.

Что касается предлагаемой О.М.Розеном интерпретации литосферного кия, как обусловленного коллизией плит, и развиваемых взглядов на источник и геодинамику образования алмазов в статьях [12, 13], то коллизионная и предложенная авторами модели существенно различаются. В модель О.М.Розена, в которой субдукция происходит только с юго-запада на северо-восток, не укладывается двусторонняя зональность популяций алмаза.

Критика представлений о формировании структуры фундамента древних платформ, как о результате

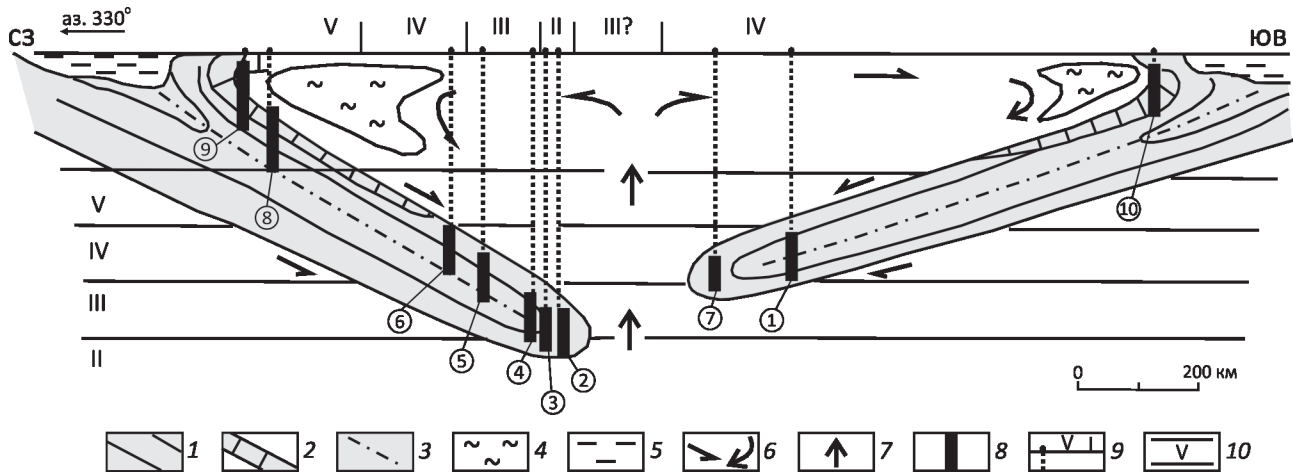


Рис. 4. Позиция алмазоносных зон субдукции в литосфере Сибирской провинции в конце раннего–начале среднего протерозоя. Пресс-проекция на сечение по линии аз. 330°:

1–2 – субдуцированные толщи краевых бассейнов с ультрабазит-базитовым основанием (1), шельфовые фации этих бассейнов (2); 3 – осевые поверхности субдукционных синклиналей; 4 – архей-протерозойские толщи Алданского и Анабарского щитов; 5 – краевые бассейны; 6 – направление конвекции масс верхней части литосферы; 7 – направление восходящей ветви (плюма) конвекции мантии; 8 – позиция вертикальных интервалов зоны субдукции, которые обеспечивают алмазоносность кимберлитов в трубках Мир (1), Удачная (2), Молодость (3), Поисковая (4), Ленинград (5), Малокуанаянская (6), Накынского поля (7), алмазы Полигайской структуры взрывных брекчий (8), щелочно-мафит-карбонатитовые расслоенные и кольцевые массивы периферии Анабарского (9) и Алданского (10) щитов; 9 – проекция трубок и массивов, соответствующих зонам популяций; 10 – глубинные уровни формирования типов популяций алмаза (римские цифры); вертикальный масштаб разреза условный

коллизии гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных террейнов, создающих литосферный киль, приведена Л.Л.Перчуком [10]. Метаморфические толщи в фундаменте платформы он рассматривает в связи с конвективным перераспределением пород в докембрийской континентальной коре. В обоснование таких условий формирования верхней части литосферы Л.Л.Перчук приводит тесты: структурно-геологический, литологический, геохимический, петрологический, термодинамический (P - T тренды), анализ флюидного режима и другие доводы. Данные А.Н.Барышева и Г.К.Хачатрян по трехмерной зональности алмазных популяций Сибирской платформы, связи их со встречными зонами субдукции дополняют тесты, подтверждающие правомерность конвективной, а не коллизионной модели фундамента платформы.

Коллизионная модель О.М.Розена не вполне корректна и с позиций тектоники и тектонофизики. Модель включает многократную субдукцию, в том числе в палеозое под стабильную Сибирскую платформу. Современные сейсмофокальные зоны на земном шаре под стабильными платформами отсутствуют. Кроме того, субдукция плит до ядра Земли, осуществляемая неоднократно, как считает О.М.Розен, и за очень короткий промежуток времени, невозможна. Согласно расчетам, учитывающим весьма большую вязкость нижней мантии,

на подобное явление требуется времени больше, чем возраст нашей планеты [4]. Отсутствие сейсмофокальных зон землетрясений глубже 700 км подтверждает отсутствие субдукции литосферных плит до ядра Земли.

Из разреза (см. рис. 4) следует, что наиболее алмазоносной частью мантии служит весьма ограниченный вертикальный интервал субдуцированной литосферы, особенно тот, который близок к ядрам субдукционных сжатых синклиналей, представляющий зону главных популяций алмаза. Этот интервал меняет свою глубину, создавая латеральную зональность популяций. Верхние и нижние части продуктивного интервала обеспечивают наличие в трубках второстепенных популяций алмаза, смежных по своим характеристикам с главными популяциями. То же следует из графиков рис. 3. Они показывают примечательную картину: в пределах одной трубки второстепенная популяция чаще относится к меньшей глубине, чем главная. Это вполне закономерно, так как при подъеме алмазоносной среды перед образованием кимберлитов, часть кристаллов алмаза может образоваться на меньших глубинах, соответствующих иным популяциям. При кимберлитовых извержениях вынос алмазов через трубку начинается тоже с меньших глубин. Вынос с глубин больших, чем глубины главной популяции, очевидно, менее значителен и реже встречается (трубка Мир).

Необходимым условием продуктивности трубок, кроме того, является наличие в захватываемом ими интервале мантии экзогенных, в частности биогенных, углеводородов, участвующих в реакции с окисными формами углерода, приводящей к образованию алмаза. Без этого кимберлитовый вулканизм даже с продуктивного интервала вынесет к поверхности Земли мантийные породы с карбонатами, но без алмазов, а также породы остальных частей мантии, не относящихся к зоне субдукции. Следствием всего этого является реальная продуктивность лишь одной десятой части кимберлитовых трубок из общего их числа в провинции.

Описанные выше условия образования и размещения популяций алмаза дополнительно проливают свет на ряд общих закономерностей развития минерагенической провинции.

Зональность популяций не только детализирует природу общей минерагенической зональности в центральной части платформы, но и своим наличием подтверждает конвективную природу геодинамики, формирующей фундамент будущей платформы. Такая геодинамика позволяет рассматривать позицию проявлений карбонатитового и щелочного магматизма на периферии платформы как закономерную в той же общей концентрической зональности. Однако не только в этом ее значение. Модели тектоники плит не предусматривают субдукцию шельфовых фаций литосферы. Литосферные плиты, обладающие океаническим типом земной коры, субдуцируют под континент или островную дугу перед глубоководным желобом. В отличие от этого, в конвективной модели субдуцируют и шельфовые фации с континентальным типом земной коры. Среди таких фаций, как известно, большую роль играют карбонаты, фосфорсодержащие осадки. Как видно из рисунка 4, при субдукции толщи с этими фациями переворачиваются кровлей вниз. Будучи затянутыми конвективным процессом под породы верхней части мантии, они оказываются в обстановке гравитационной неустойчивости. Дальнейшая реализация неустойчивости при особых условиях приводит к карбонатитовому и щелочному фосфорноносному магматизму. И это явление согласуется с двумя важными обстоятельствами.

Во-первых, часть карбонатитов сопровождается алмазами, на что обращали внимание Л.Н.Когарко и И.Д.Рябчиков [7]. Опубликованные недавно данные по включениям в алмазах района Жуина (Бразилия) [22] указывают на то, что в состав алмазоносной среды входят вещества (это и карбонаты, и фосфаты, и фториды), близкие к геохимическим чертам толщ шельфовых фаций. Для Сибирской платформы, как и для юга Африки, по данным Р.Митчелла [23] характерно размещение карбонатитов и щелочных интрузивных пород ближе к периферии платформы относительно кимберлитов.

Во-вторых, наличие в зоне субдукции толщ как в нормальном, так и перевернутом залегании, согласуется с двумя противоположными (центробежной и

центростремительной) зональностями, отмеченными В.И.Смирновым в кольцевых массивах, сочетающих щелочные ультрамафиты и карбонатиты [14]. Разная зональность является следствием поднятия (адвекции) расслоенного комплекса в виде колонны: при залегании ультрамафитов внизу приведет к первой, а при перевернутом залегании – ко второй картине латеральной зональности пород в массиве. По той же причине в отдельных кимберлитовых трубках может проявиться разный тренд в размещении алмазных популяций, ассоциирующих с эклогитами и ультрабазитами. В одних случаях популяции, сформировавшиеся в ультрабазитовой среде, более высокотемпературны по сравнению с популяциями алмазов, кристаллизующихся среди апобазитовых эклогитов, в других случаях наоборот. Второй тренд выявлен в африканских трубках, например, Ягерсфонтейн [19].

После субдукции история разных частей алмазоносных толщ литосферы различна. Пологая нижняя часть может надолго остаться под наплывшими сиалическими массами (щитами) и в фундаменте платформ. Модели механизмов извлечения из глубины пород зон субдукции, в том числе алмазоносных, превращаемых в кимберлиты, описаны одним из авторов ранее [3]. Подъем алмазоносной среды происходит в виде фрактальной системы: сначала на крупном волнообразном поднятии субдуцированных толщ вырастает серия мелких поднятий, а далее на мелком – серия еще более мелких, в конечном итоге переходящих в кимберлитовые трубки.

Кимберлитовый вулканизм оторван во времени от образования алмазов в глубинах Земли и сопряжен с иной геодинамикой. Один из главных факторов развития кимберлитового вулканизма – гравитационная неустойчивость в смыкающих крыльях линейментных флексур, осложняющих геологическую структуру субдуцированных толщ. Другим фактором может быть снижение давления в обстановке присдвиговой трансенсии (типа pull-apart). Среди структур, способствующих зарождению кимберлитового вулканизма, на Сибирской платформе могут быть намечены линейменты не менее чем двух направлений: север-северо-западного (близмеридионального) и северо-восточного. Из линейментов близмеридионального направления наиболее ярко выражен тот, который протягивается с юга от Накынского кимберлитового поля к Попигаю на севере. Линеймент контролирует размещение как палеозойских, так и мезозойских кимберлитовых трубок. Геологические структуры этого направления наиболее ярко проявлены в архейских толщах Анабарского и Алданского щитов. Такое направление не характерно для средне- и позднепротерозойских толщ, залегающих несогласно на архей-раннепротерозойских толщах Анабарского щита, и Станового, примыкающего с юга к Алданскому щиту. Не соответствует это направление и простиранию зон популяций алмазов на Сибирской

платформе. То есть структуры, определяющие алмазообразование, и структуры, способствующие кимберлитовому вулканизму, разные. Последние могут наследовать возрожденные структуры фундамента, даже те, которые образовались значительно ранее алмаза.

Процессы подъема алмазоносных толщ и кимберлитовый вулканизм проявились неоднократно при тектономагматической активизации Сибирской платформы. Подъем среды существенно не нарушил общую латеральную зональность главных популяций алмаза.

Изложенный материал в той или иной мере позволил ответить на поставленные в статье вопросы. Наиболее важным, с точки зрения авторов статьи, является обоснование неразрывной связи алмазообразования и его особенностей с конвективной геодинамикой. Единая зональность главных популяций алмаза на Сибирской платформе позволила анализировать ее в аспекте единой геодинамической системы минерагенической провинции. Трехмерная зональность популяций алмаза в минерагенической провинции дает реальный вещественный фактический материал для подтверждения конвективной модели развития фундамента платформы, то есть той модели, которая до этого строилась на основе общих тектонических и тектонофизических положений. Заключение о возрасте алмаза в провинции следует делать с учетом согласия простираения зон популяций с зонами датированного регионального метаморфизма толщ.

В заключение, в русле закономерной пространственной эволюции свойств алмазных популяций [17–19], а также разработок по иерархии конвективной геодинамики [1, 3, 4], предлагается для обсуждения один из путей дальнейшего развития теоретических основ алмазообразования: *взаимосвязь формирования типов алмазных популяций с масштабами и временными характеристиками конвективных геологических систем*. К этому побуждают дополнительный фактический материал по геологии алмазов, изложенный ниже, и теоретические основы тектонофизики.

Алмазная популяция типа V имеет резко повышенное содержание азота и малую степень его агрегации в кристаллах в общем ряду типов популяций. Это в определенной мере сближает популяцию V с алмазами из апоосадочных метаморфических толщ, например, месторождения Кумды-Коль (Северный Казахстан) [17]. Однако разница месторождений по другим свойствам алмазов весьма большая. Алмазы Кумды-Коля чрезвычайно мелкие, содержание азота в них весьма высокое, а степень агрегации чрезвычайно низкая. Алмазоносные тела – не кимберлитовые трубки, а тектонические пластины метаморфических толщ. Есть еще одно важное отличие, на которое ранее не обращалось внимания: разный латеральный размер тектонических конвективных систем, которые определяют образование зон регионального метаморфизма и геодинамику алмазообразования.

Месторождение Кумды-Коль принадлежит Кокчетавскому району, расположенному в северной части Тенгизской тектонической ячейки (название по оз. Тенгиз в ее центре). Поперечный её размер составляет 0,5–0,6 тыс. км. Размер конвективной ячейки, определяющей развитие алмазоносных систем Сибирской платформы, составляет около 1,5–1,7 тыс. км, то есть в три раза больше. Размерные параметры ячеек геологических масс, подверженных конвекции в гравитационном поле, весьма важны, так как они имеют определенные соотношения с вязкостью этих масс и величиной времени фазового развития [1, 4].

На основе уравнений Рэлея и Гзовского, описывающих соответственно конвекцию и медленные пластические деформации, были выведены уравнения подобия конвективных геодинамических систем, инициированных гравитационной неустойчивостью. Из уравнений следует, что в подобных системах уменьшению размерного параметра системы на один десятичный порядок должно соответствовать уменьшение вязкости вещества на три порядка, а время достижения одинаковых фаз конвекции уменьшается на два порядка. Упоминание о фазах обязательно, так как почти всегда в тектонических процессах не происходит полного круговорота масс, то есть конвекция неустановившаяся. Проверка упомянутой закономерности соотношений параметров конвекции путем ранжирования конкретных геологических систем по десятичным порядкам размеров (от первых тысяч до единиц километров) подтвердила изменение порядка вязкости. Опираясь на это, можно проанализировать различие условий развития Тенгизской и Сибирской ячеек и отражение этих различий на условиях образования алмаза. То есть предлагается сравнить, с одной стороны, систему, несущую мелкие алмазы в апотерригенных метаморфических толщах, за которыми укоренилось наименование «метаморфогенные алмазы», а с другой – систему, включающую кимберлитовые алмазы, которые, как показано выше, тоже росли в условиях регионального метаморфизма.

Отношение величин вязкости в отмеченных двух системах прямыми методами установить не имеется возможности. Можно лишь с уверенностью утверждать, что вязкость толщ, насыщенных осадочными породами (кумдыкольский разрез Тенгизской системы), значительно уступала вязкости базит-гипербазитовых толщ, которые стали основой для кимберлитов. Если исходить из трехкратного различия размеров ячеек, то отличие вязкости могло быть в 3^3 раза, то есть примерно в 30 раз, или на один–два десятичных порядка.

Исходя из того же различия размеров ячеек, можно предположить, что глубина субдукции, сопряженной с развитием Тенгизской ячейки, была приблизительно в два–три раза меньшей, по сравнению с субдукцией толщ под Сибирскую ячею, а отсюда – меньшее литостатическое давление и меньшая температура в первом случае. Субдукция, связанная с конвекцией в Тенгизской

ячее, вероятнее всего была коровой, вполне соответствующей типу А. Развитие конвекции приводило к последующему извлечению глубинных масс (эдукции), аналогично формированию метаморфического фундамента краевых поясов. Не случайно в Кокчетавском районе широко развиты более молодые, чем алмаз, месторождения золота и урана, характерные для краевых поясов, которых нет в зонах кимберлитового вулканизма Сибири.

Первые два условия приводят к несомненному выводу о том, что время функционирования Тенгизской ячейки было меньшим по сравнению со временем Сибирской ячейки в протерозое. Если соотношения первых двух параметров были аналогичны предполагаемому, то разница в продолжительности времени (для достижения аналогичных фаз конвекции) должна быть равной 3^2 , то есть в несколько (до десятка) раз меньше. С таким выводом согласуется и то, что пик метаморфизма алмазоносных кумдыкольских толщ был на границе венда и кембрия, и это служит препятствием к применению здесь правила Клиффорда, установленного для алмазов кимберлитов платформ.

С рядом этих геологических выводов логично увязываются минералогические особенности алмазов Кумды-Коля, отличные от кимберлитовых алмазов:

азот в алмазах Кумды-Коля, несмотря на большую его концентрацию, очень слабо агрегирован, что связано с меньшей глубиной, меньшими температурами и меньшим временем процесса роста алмаза;

размеры кристаллов алмаза Кумды-Коля очень мелкие. Большие концентрации углерода и азота органических веществ, имевшихся в среде кристаллизации, могли бы обеспечить дальнейший рост алмазов. Однако такого не произошло, и причинами прекращения роста могли быть разные факторы. Один из них тот, что чрезвычайно мелкие, точечные источники углеводородов (биогенного углерода) были до этого израсходованы на образование алмаза. Однако не менее вероятно и то, что углеродистые толщи осадочных пород при субдукции едва ли достигали верхней части уровня, соответствующего популяции V кимберлитовых алмазов, а вслед за этим в виде пластины извлекались вверх восходящей ветвью Тенгизской конвективной ячейки на уровень, где *PT*-условия соответствовали переходу алмаз-графит, и выше. Начавшие расти мелкие кристаллы кумдыкольских алмазов, естественно, прекращали свой рост. Часть мелких алмазов до этого была капсулирована в гранатах.

Таким образом, популяция казахстанских алмазов существенно иная, чем любая популяция Сибири. Однако именно подход к казахстанским алмазам с позиций связи популяций с особенностями конвективной геодинамики позволяет найти объяснение ряду загадочных явлений. Кроме того, популяции, их типизация и тренды изменчивости позволяют связать образование весьма разных алмазов в разных геологических

обстановках единой нитью регионального метаморфизма, обусловленного субдукцией. Разработка концепции популяций и их типов продвигает наше понимание проблем источника алмаза и условий его образования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. – М.: ЦНИГРИ, 1999.
2. Барышев А.Н. Субдукция и проблемы ее палеорекопструкций // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 50–62.
3. Барышев А.Н. Периодическое размещение алмазоносных систем и смежные проблемы геологии алмазов // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 20–35.
4. Барышев А.Н. Иерархия конвективных геологических систем и их минералогическое значение // Отечественная геология. 2017. № 1. С. 19–27.
5. Барышев А.Н., Хачатрян Г.К. Влияние тектонического поля напряжений на механизм роста, структуру алмаза в связи с общей геодинамикой алмазообразования // Отечественная геология. 2015. № 12. С. 46–60.
6. Вегенер Альфред. Происхождение континентов и океанов. – Л.: Наука, 1984.
7. Козарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Алмазоносность и окислительный потенциал карбонатитов // Петрология. 2013. Т. 21. № 21. С. 350–371.
8. Комлев Н.Г. Словарь иностранных слов. – М.: ЭКСМО, 2006.
9. Миясиро А. Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит // Новая глобальная тектоника (тектоника плит). – М.: Мир, 1974. С. 243–265.
10. Перчук Л.Л. Формирование и эволюция докембрийской коры: новые идеи и новые концепции // Смирновский сборник-2006. – М.: Фонд им. академика В.И.Смирнова, 2006. С. 23–52.
11. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Ефимова Э.С. Ксенолит катаклазированного дистенового эглогита из трубки «Удачная» // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 1. С. 212–216.
12. Розен О.М., Манаков А.В., Суворов В.Д. Коллизионная система Северо-Востока Сибирского кратона и проблема алмазоносного литосферного кила Якутской кимберлитовой провинции // Геотектоника. 2005. № 6. С. 42–67.
13. Сибирский суперплюм во времени и пространстве: уточнение региональных перспектив поисков алмазоносных кимберлитов / О.М.Розен, А.В.Манаков, Н.И.Горев, Н.Н. Зинчук // Смирновский сборник-2010. – М.: Фонд им. академика В.И.Смирнова, 2010. С. 424–432.
14. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. – М.: Недра, 1982.
15. Сорохтин О.Г., Митрофанов Ф.П., Сорохтин Н.О. Глобальная эволюция Земли и происхождение алмазов. – М.: Наука, 2004.
16. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). – М.: Научный мир, 2001.
17. Хачатрян Г.К. Азотные и водородные центры в алмазе, их генетическая информативность и значение для решения прогностико-поисковых задач // Руды и металлы. 2009. С. 73–80.

18. *Хачатрян Г.К.* Азот и водород в кристаллах алмаза в аспекте геолого-генетических и прогнозно-поисковых проблем алмазных месторождений // Отечественная геология. 2013. № 2. С. 29–40.
19. *Хачатрян Г.К.* Азот и водород в алмазах мира как индикаторы их генезиса и критерии прогноза и поисков коренных алмазных месторождений // Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. – М., 2016.
20. *Diamonds and Geology of Mantle Carbon* / S.B.Shirey, P.Cartigny, D.J.Frost et al. // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 2013. Vol. 75. Pp. 355–421.
21. *Harte B.* Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths // *J. Geol.* 1977. Vol. 85. Pp. 279–288.
22. *Kaminsky F.V., Wirth R., Schreiber A.* Carbonatitic inclusions in deep mantle diamond from Juina, Brazil: new minerals in the carbonate-halide association // *Journal of the mineralogical association of Canada*. 2013. Vol. 51. Part 5. Pp. 669–688.
23. *Mitchell R.H.* Kimberlites: their mineralogy, geochemistry and petrology. – New York, 1986.
24. *Taylor W.R., Milledge H.J.* Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenolith-derived diamonds from Roberts Victor and Finch. In: *Sixth Internat. Kimberlite Conf. Extended Abstr.* – Novosibirsk, 1995. Pp. 620–622.

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Плата с авторов за публикацию (в том числе с аспирантов) не взимается. Гонорар не выплачивается. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на ее опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет».

Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или намеченных к публикациям в других изданиях, не допускается.

**По всем вопросам, связанными со статьями, следует обращаться в редакцию по тел. +7 (495)315-28-47,
E-mail: ogeo@tsnigri.ru**

Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1

Особенности поисков золоторудных месторождений в районах развития делювиальных курумных развалов

А.И.ИВАНОВ, В.Д.КОНКИН (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1), Ю.Л.АГЕЕВ, В.Г.МОЛОЧНЫЙ (ООО «Сибирская геологическая компания», «СибГК»; 664019, г. Иркутск, ул. Освобождения, д. 131)

Рассмотрены основные проблемы поисков золоторудных месторождений в районах развития делювиальных курумных развалов (курумников) в связи с перекрытостью информативного (ближнего сноса) слоя делювия дальнеприносными делювиальными отложениями. Показана низкая эффективность литохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния в традиционном «поверхностном» варианте. Обоснована необходимость использования при поисках горных выработок различного типа для вскрытия и изучения информативного слоя делювия в пределах прогнозируемых рудоносных структур.

Ключевые слова: курумники, информативный слой делювия, дальнеприносной делювий, горные выработки, литохимическое опробование, шлиховое опробование, минерализованные зоны, рудные зоны.

Иванов Анатолий Иннокентьевич
Конкин Виктор Дмитриевич
Агеев Юрий Леонидович
Молочный Василий Григорьевич



a.ivanov@tsnigri.ru
konkin@tsnigri.ru
sibgk@sibgk.ru
sibgk@sibgk.ru

Features of prospecting for gold deposits within areas of deluvial boulder stream development

A.I.IVANOV, V.D.KONKIN (Federal State Unitary Enterprise Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, FSUE TsNIGRI), Yu.L.AGEEV, V.G.MOLOCHNY (OJSC Siberian Geological Company)

The paper discusses main problems of prospecting for gold deposits within areas of deluvial boulder stream development due to overlapping of informative (nearby removal) deluvium layer by far-supplied deluvial sediments. Poor efficiency of lithochemical sampling over secondary dispersion haloes by traditional “surface” methods is shown. The need to use various workings in prospecting to strip and study the informative deluvium layer within predicted ore-bearing structures is substantiated.

Key words: boulder streams, deluvium informative layer, far-supplied deluvium, workings, lithochemical sampling, heavy concentrate sampling, mineralized zones, ore zones.

В процессе выполнения геологоразведочных работ в пределах Аройского (Восточные Саяны) и Мало-Конкудерского (Байкало-Патомское нагорье) рудных полей (ООО «Сибирская геологическая компания» с участием ФГУП ЦНИГРИ) была апробирована методика поисков золоторудных месторождений в сложных ландшафтных условиях [1–3] в пределах районов развития делювиальных курумных развалов (курумников). В результате на территории Аройского и Мало-Конкудерского рудных полей выявлены Аройское золоторудное месторождение (Аройское рудное поле) и серия потенциально-промышленных рудных зон. В пределах этих рудных полей известны промышленные россыпи

золота, однако проведенные ранее традиционными методами поисковые работы не привели к выявлению потенциально-промышленного оруденения.

Основа методики поисков золоторудных месторождений в сложных ландшафтных условиях – комплексирование известных с древних времен методов и способов изучения делювиально-элювиальных отложений с целью поисков месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых (золота, касситерита, вольфрамит, тантало-ниобатов и др.), охарактеризованных во многих учебных пособиях и ряде методических руководств [5, 6 и др.]. Методика объединяет в себе методы: обломочный (оконтуривания делювиальных

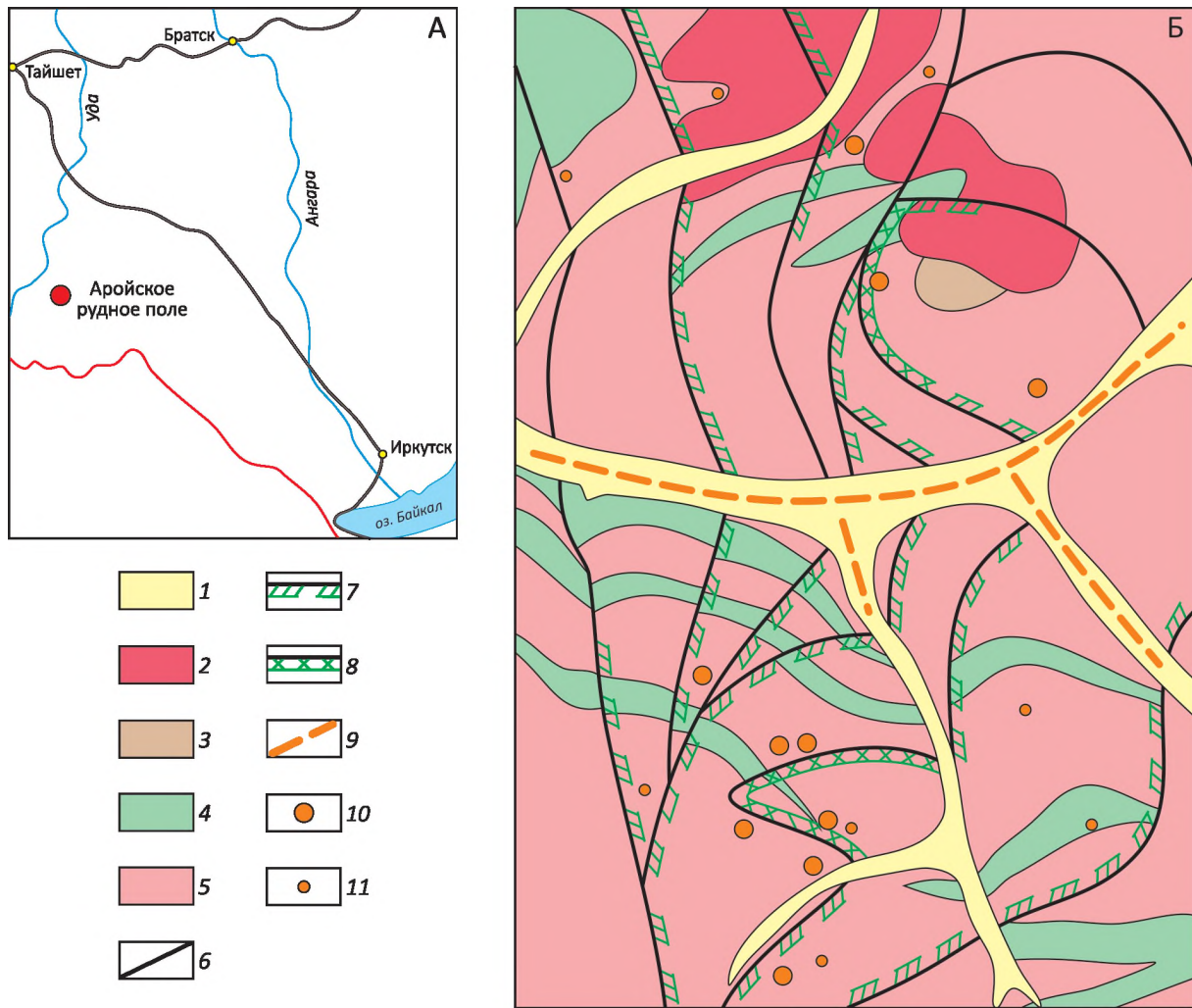


Рис. 1. Схема расположения (А) и схематизированная геологическая карта (Б) центральной части Аройского рудного поля (Восточные Саяны):

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2–3 – девонские образования: 2 – гранодиорит-порфиры, 3 – конгломераты; 4–5 – раннепротерозойские образования: 4 – метабазиты, 5 – гнейсы и гранито-гнейсы; 6 – основные разломы; зоны: 7 – минерализованные и 8 – рудные; 9 – россыпи золота; 10–11 – точечные аномалии по результатам литохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния (глубина отбора проб до 0,3 м) с содержанием золота (в г/т): 10 – 0,1–0,3 и 11 – 0,01–0,1

свалов рудных тел), копушения, минералогический (+ минералого-геохимический), литохимический. Ее особенностью является необходимость вскрытия и изучения информативного делювия ближнего сноса, который во многих случаях перекрыт дальнеприносными отложениями. Соответственно, изучение и опробование дальнеприносных отложений не приводит к выявлению поисковых признаков перекрытых минерализованных и рудных зон.

Таковыми дальнеприносными отложениями, перемещенными часто на многие сотни метров, в большинстве случаев являются крупноглыбовые курумники на крутых склонах (отложениями ближнего сноса могут быть элювиально-делювиальные курумники на узких

субгоризонтальных водоразделах). Особенность таких курумников – преобладание «окатанных» глыб и более мелких обломков (без острых углов), что свойственно в целом и всем дальнеприносным делювиальным и делювиально-солифлюкционным отложениям. Соответственно, такие курумники состоят из глыб только наименее измененных пород, а минерализованные породы и руды, вследствие большей подверженности физическому и химическому выветриванию, в делювиальном процессе быстро измельчаются и в курумниках практически не сохраняются.

Метод оконтуривания делювиальных свалов рудных тел предполагает поиски и оконтуривание свалов рудных тел в маршрутах путем систематического

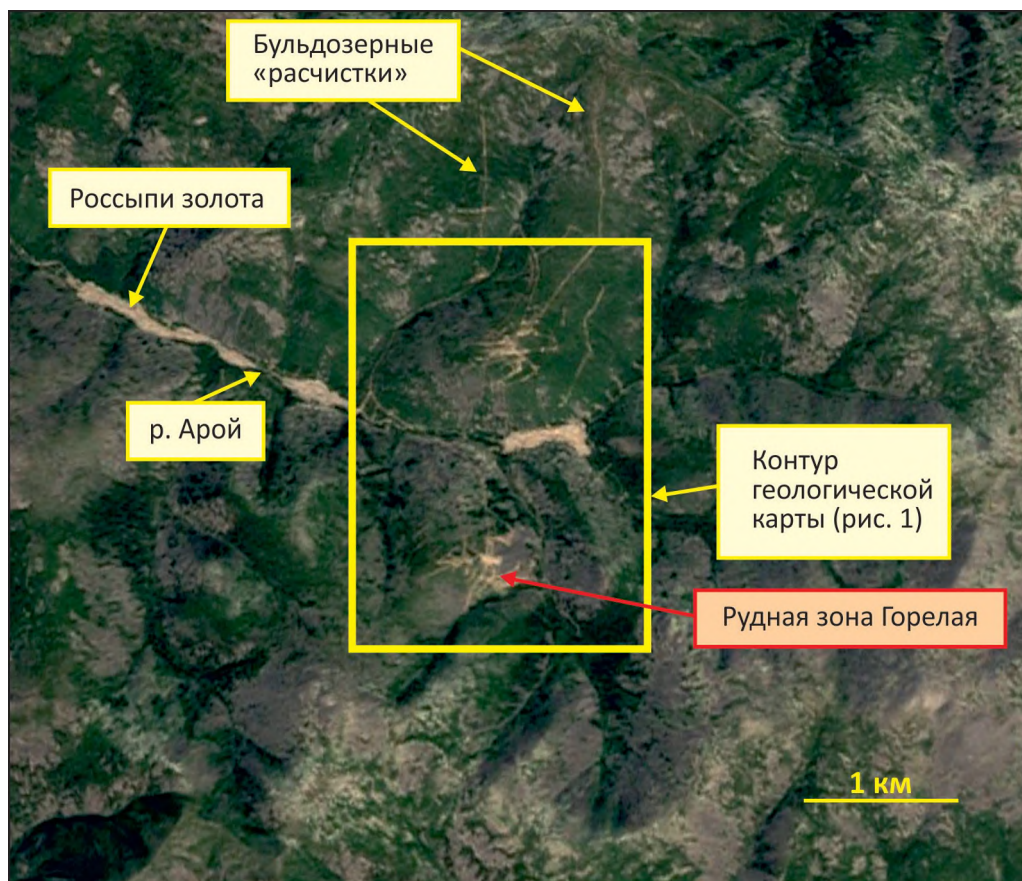


Рис. 2. Космоснимок Аройского рудного поля:

светлый фототон – курумники «открытые», зеленый – залесенные

иссаживания перспективной площади. «Если склоны закрыты мхом, задернованы, то нужно произвести расчистки, просеки, снять в некоторых участках моховой покров и произвести наблюдения над делювиальным шлейфом с целью констатации в нем обломков рудных тел или обломков измененных вмещающих пород» [6, с. 166, 167]. При этом предполагается, что изучается делювий ближнего сноса, основой которого являются остроугольные обломки пород. При изучении в геологических маршрутах дальнеприносных куруминов лишь в благоприятных случаях возможно выявление в той или иной степени измененных пород, что может помочь принципиально определить возможные типы золоторудной минерализации. Систематическое же иссаживание площади с целью поисков, как правило, нецелесообразно. Тем не менее, метод оконтуривания делювиальных свалов рудных тел является одним из ведущих при поисках и в районах развития курумовых развалов, но применяется он при документации горных выработок, вскрывших делювий ближнего сноса (информативный слой).

Копушение традиционно производится для отбора шлиховых проб из «...рыхлых элювиально-делювиальных отложений с целью констатации в них устойчивых к выветриванию минералов. Оно широко должно быть применено в том случае, когда рудное тело не фиксируется ни в коренном залегании, ни в виде обломков в делювии... Размер копушей, которые задаются с целью взятия из них пробы, зависит от состава делювиального материала, его мощности и глубины залегания слоя, обогащенного искомым минералом... Если копушение проводится на склоне, покрытом рыхлым материалом (дресва, глина, мелкая щебенка), то вполне достаточно копуши делать размером 0,6×0,6×0,6 м. Если на склоне делювий состоит из крупных обломков... копуши должны иметь такую глубину, чтобы был вскрыт мелкий и рыхлый материал...» [6, с. 170–174], либо «пробы отбирают с горизонтов появления песчано-глинистых примазок, способствующих концентрации зерен тяжелых минералов» [5, с. 16]. Шлиховые пробы подвергаются минералогическому анализу и, в необходимых случаях, минералого-геохимическому изучению [5].



Рис. 3. Крупноглыбовый курумник на крутом склоне. Аройское рудное поле:

видны курумовые «реки»



Рис. 4. Бульдозерная «расчистка» для вскрытия информативного слоя делювия (см. рис. 3):

в руках геологов – обломки рудного кварца; «свисающий» мох – место, где высыпался при проходке «расчистки» дальнеприносной окатанный делювий («сыпун»)



Рис. 5. Проходка шурфов глубиной 1 м в курумниках. Аройское рудное поле:

светлым цветом выделяются выкиды из шурфов (показаны желтыми стрелками)



Рис. 6. Рудная зона Горелая, перекрытая дальнеприносным делювием

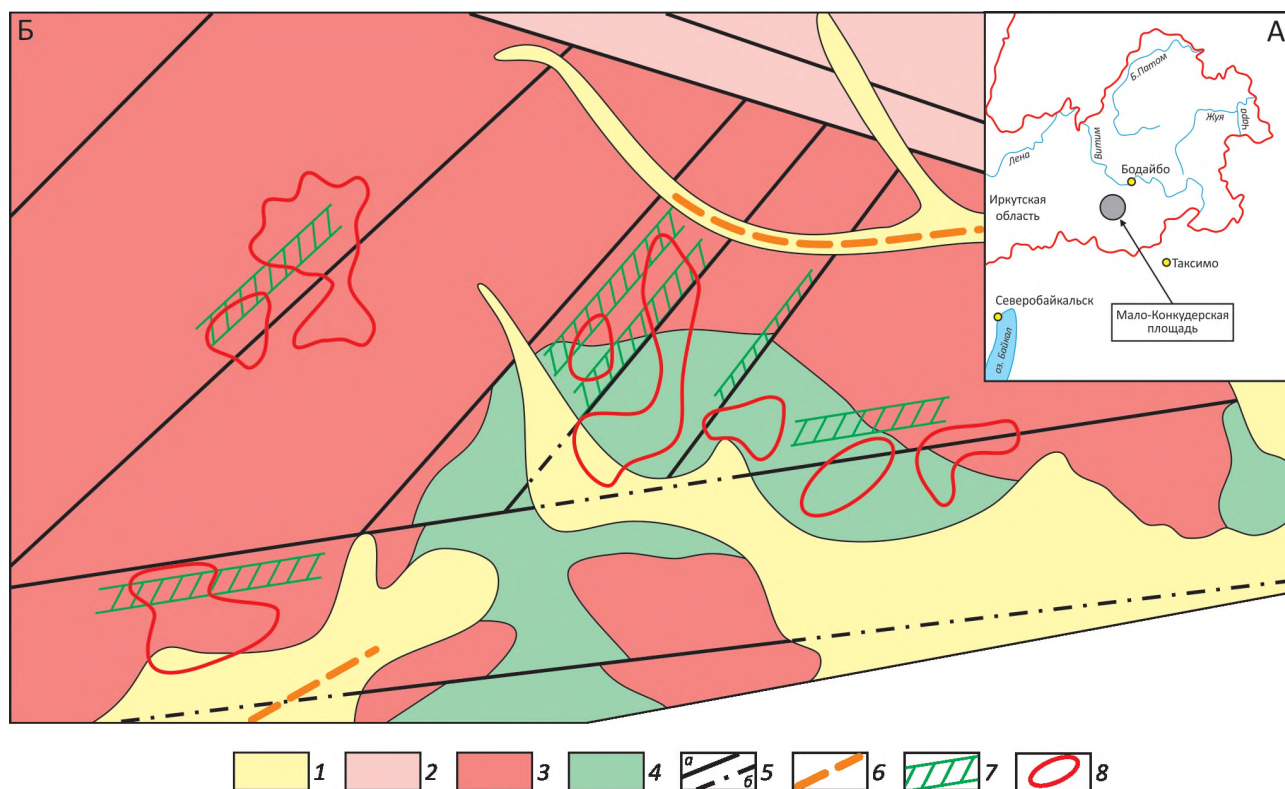


Рис. 7. Схема расположения (А) и схематизированная геологическая карта (Б) центральной части Мало-Конкудерского рудного поля (Байкало-Патомское нагорье):

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – вендские конгломераты, песчаники; 3–4 – верхнерифейские образования: 3 – граниты, 4 – метабазиты; 5 – основные разломы (а), в том числе перекрытые четвертичными отложениями (б); 6 – россыпи золота; 7 – минерализованные золотоносные зоны, в пределах которых выявлены рудные зоны; 8 – аномалии золота по результатам литохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния (глубина отбора проб до 0,3 м) с содержанием 0,01 – 0,08 г/т, в единичных пробах – 0,1 – 0,3 г/т

В случае проведения поисков в районах развития дальнеприносных курумовых развалов для вскрытия и опробования информативного слоя делювия необходима проходка более «тяжелых» горных выработок – шурфов, причем при поисках золота глубина их должна быть не менее 1 м [1–3].

Литохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния (ВОР) в стандартном варианте производится из копушей глубиной 15–20 см, однако известно, что для выявления оптимального горизонта отбора проб должны проводиться опытно-методические работы – проходиться шурф глубиной до 2,5 м для опробования каждого слоя почвенного профиля [4, с. 76, 78]. К сожалению, часто при поисках в сложных ландшафтных условиях, в том числе в районах развития дальнеприносных курумовых развалов, опытные работы не проводятся, и опробование осуществляется в стандартном варианте из верхнего дальнеприносного слоя делювия. Поэтому в результате такого опробования в лучшем случае могут быть зафиксированы ареалы или

сильно смещенные по склону слабоконтрастные ореолы, использовать которые для вскрытия в коренном залегании минерализованных и рудных зон не представляется возможным. Именно такие результаты были получены в пределах Аройского и Мало-Конкудерского рудных полей при предшествующих работах. Поэтому, как и при использовании обломочного и шлихового методов, эффективным может быть только отбор проб по ВОР из информативного слоя делювия. Из этого же слоя проводится литохимическое опробование по первичным ореолам (ПО) – опробуются обломки измененных и минерализованных пород.

При мощности делювиальных и делювиально-солифлюкционных отложений в 2–4 м обычно информативный слой делювия (в том числе с рудными обломками) перекрыт дальнеприносным делювием мощностью не менее 0,8–1,0 м, а при большой мощности делювиально-солифлюкционных отложений он может залегать на глубине нескольких метров [1–3]. Поэтому для вскрытия информативного слоя делювия и его



Рис. 8. Космоснимок Мало-Конкудерской площади:

светлый фототон – курумники «открытые», зеленый – залесенные

изучения и опробования необходима проходка горных выработок – бульдозерных «расчисток» (канав глубиной 1–3 м для вскрытия разреза делювия) и (или) шурфов (также для вскрытия разреза делювия).

Аройское рудное поле (рис. 1), в пределах которого почти сто лет назад началась отработка россыпей золота, расположено в Восточных Саянах и характеризуется развитием крутосклонного рельефа с отметками водоразделов 1500–1800 м (рис. 2). В геологическом строении принимают участие раннепротерозойские высокометаморфизованные осадочно-вулканогенные образования (гнейсы, амфиболиты и др.), гранитизированные и прорванные гранитоидами девонского возраста (см. рис. 1). На склонах развиты крупноглыбовые курумники, часто образующие даже «реки», перемещенные на многие сотни метров вниз по склону (рис. 3). В связи с этим в его составе сохранились наименее измененные безрудные, соответственно более «крепкие», породы. Так как безрудный курумник перекрывает гидротермально-измененные породы – минерализованные и рудные зоны, то в результате проведения литохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния в стандартном варианте были выявлены только редкие точечные слабоконтрастные аномалии золота и мышьяка (см. рис. 1). Следует отметить, что до 20% проб просто не удалось отобрать из-за невозможности «добраться» в курумнике до глинистой фракции делювия. Геологические маршруты, в связи

с развитием дальнеприносного курумника, оказались малоэффективны не только для поисков, но и для детального картирования участка. Поэтому построение геологической карты участка в значительной степени основывалось на геофизических данных, прежде всего магниторазведочных – амфиболиты, гнейсы, гранитоиды различаются по характеру магнитного поля. В связи с тем, что в курумниках иногда сохраняются обломки золотоносного кварца, которые обнаруживаются в геологических маршрутах, ранее были установлены отдельные незакономерно расположенные (смещенные на значительное расстояние от коренного источника) штучные пробы с довольно высокими содержаниями золота.

В связи с вышесказанным, для локализации коренных источников россыпей и золотосодержащих штучных проб одной из первоочередных задач являлось вскрытие информативного (ближнего сноса) делювия и выявление прямых поисковых признаков – обломков оруденелых и минерализованных пород, шлиховых ореолов и литохимических аномалий золота. Это оказалось возможным только с применением горных выработок – бульдозерных «расчисток» и шурфов (рисунки 4 и 5). При их документации, шлиховом и литохимическом опробовании информативного слоя делювия были локализованы потенциально-золоторудные минерализованные зоны, которые для выделения рудных зон вскрывались канавами в коренном



Рис. 9. Мало-Конкудерская площадь – типовые условия поисков:

верхняя часть делювия представлена дальнеприносным курумником (А – видны курумовые «реки»; Б – проходка канавы)

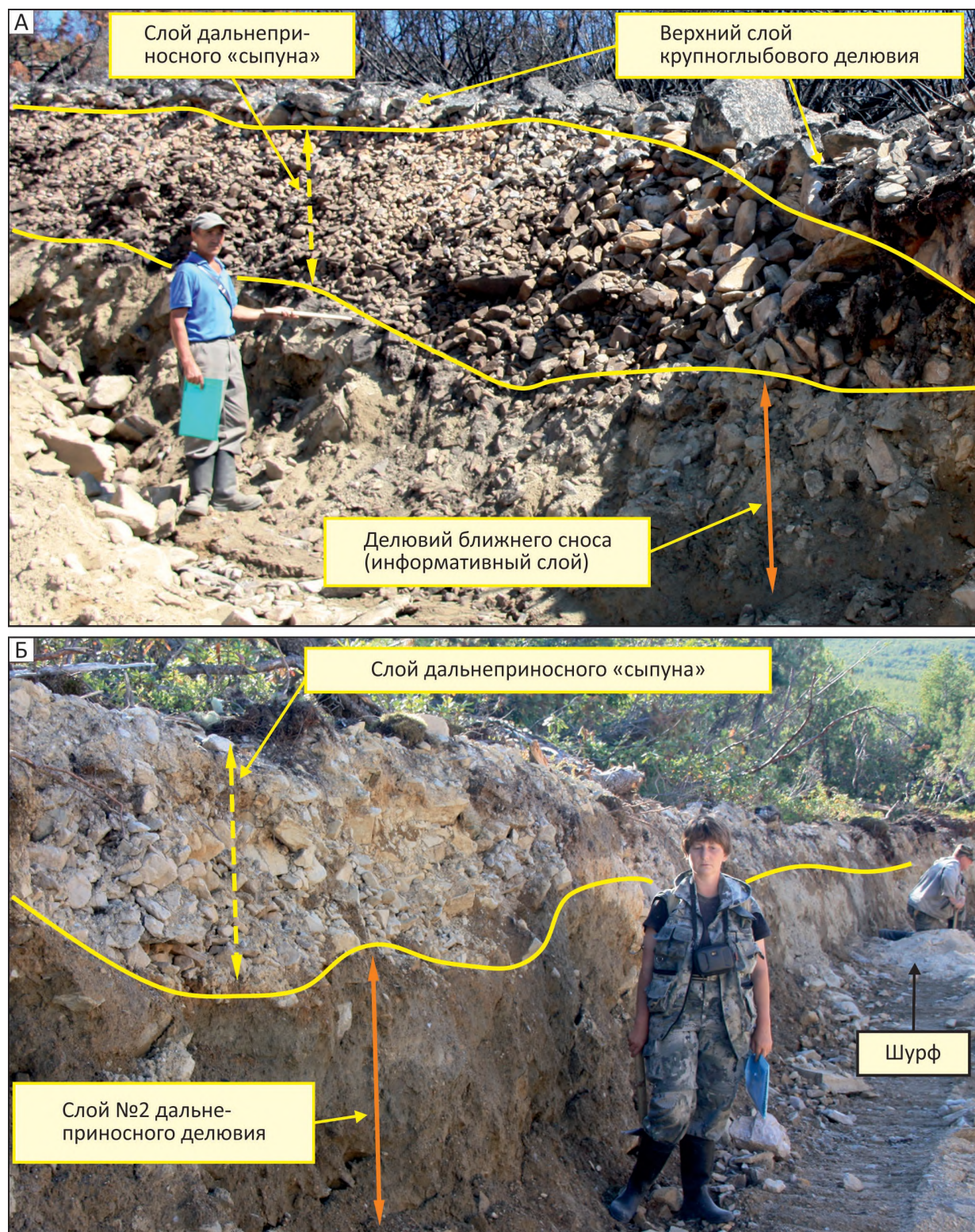


Рис. 10. Типичный разрез делювиальных отложений в участках, закрытых сверху курумником (А) и заросших кедровым стлаником (Б):

на А и Б виден слой дальнеприносного «сыпуна» с хорошо окатанными обломками пород; на Б – второй слой дальнеприносного делювия с песчано-глинистой фракцией (виден шурф глубиной 4 м, вскрывший только этот дальнеприносной делювий с окатанными обломками)



Рис. 11. Рудная зона, вскрытая канавой под слоем дальнеприносного делювия

залегании и прослеживались на глубину скважинами колонкового бурения. Следует особо подчеркнуть, что в связи с трудоёмкостью и значительной стоимостью проходки линий шурфов и бульдозерных «расчисток», они закладываются только для пересечения предполагаемых минерализованных зон, прогнозируемых на основе комплексного анализа всех материалов. Лишь в тех случаях, когда имеющихся геолого-геофизических материалов недостаточно для локализации золотоносных структур в бассейнах золотоносных рек, на первом этапе поисков проходятся линии шурфов или бульдозерные «расчистки» в нижних частях склонов для локализации участков поступления золота в россыпь.

В результате поисковых работ на Аройском рудном поле выявлена и прослежена по простиранию и падению рудная зона Горелая (см. рис. 2), представляющая собой зону рассланцевания с проявлением интенсивных березитоидных изменений (железomagнезиальная карбонатизация, мусковитизация, пиритизация) и золотосульфидно-кварцевым прожилкованием, по которой участками развивается линейная золотоносная кора выветривания. По этим причинам рудная зона на всем своем протяжении перекрыта чехлом дальнеприносного безрудного делювия (рис. 6), поэтому ее и не удалось выявить при предшествующих работах. В результате работ в пределах рудной зоны Горелая подсчитаны и поставлены на Госбаланс запасы категории C_2 рудного

золота и серебра (как сопутствующего компонента), а в целом в пределах рудного поля по выявленным рудным зонам оценены и апробированы прогнозные ресурсы золота категорий P_1 и P_2 .

Мало-Конкудерское рудное поле расположено в центральной части Байкало-Патомского нагорья в междуречье рек Малая Конкудера и Икибзяк (рисунки 7 и 8). Ее территория характеризуется крутосклонным рельефом с отметками водоразделов 1300–1600 м. На склонах и водоразделах развиты курумниковые делювиальные развалы и «реки» (см. рисунки 8 и 9), мощность делювия составляет обычно несколько метров. В геологическом строении участвуют верхнерифейские амфиболиты (метабазиты), прорванные верхнерифейскими гранитоидами. И те, и другие характеризуются высокой устойчивостью к выветриванию, в связи с чем и почти повсеместно формируют курумники. В пределах рудного поля отрабатываются и подготавливаются к отработке россыпи золота. С 1970-х годов были известны отдельные штучные пробы из окатанных делювиальных обломков кварца среди курумников с высокими содержаниями золота, также была вскрыта канавой (на водоразделе с небольшой мощностью элювиально-делювиальных отложений) одна маломощная жила кварца с видимым золотом. В результате проведения площадного литохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния были установлены

лишь слабоконтрастные ареалы золота без явных аномальных эпицентров (см. рис. 7). Проходка канав на курумниковых склонах для поисков источника кварцевых золотоносных окатанных обломков дала отрицательный результат.

Поисковые работы, проведенные ООО «Сибирская геологическая компания» с методическим сопровождением ФГУП ЦНИГРИ, позволили выявить серию золотоносных минерализованных зон (березиты и листовениты), а в их пределах – рудных зон с золото-сульфидно-кварцевым прожилкованием с промышленными параметрами. На первом этапе были проведены опытно-методические работы, показавшие, что практически повсеместно на склонах информативный слой делювия перекрыт одним или несколькими слоями дальнеприносного делювия (см. рисунки 9, 10 и 11). Причем, как и на Аройском рудном поле, практически повсеместное распространение под крупноглыбовым курумником или непосредственно сверху имеет слой делювия с окатанными обломками практически без песчано-глинистой составляющей (см. рисунки 4 и 10), вследствие чего он легко ссыпается с бортов горных выработок при их проходке («сыпун»). Именно это обстоятельство объясняет ареальный не локализованный характер вторичных ореолов рассеяния, полученных в результате применения традиционной методики опробования (с глубины 15–20 см), так как опробование проводилось именно из этого слоя. Соответственно, были неудачными попытки поисков рудных жил по обломкам золотоносного кварца в верхнем (дальнеприносном) слое делювия.

При работах ООО «Сибирская геологическая компания» на первом этапе поисков для вскрытия информативного делювия и подсечения сноса минерализованных пород с целью выявления минерализованных зон были пройдены бульдозерные «расчистки» и шурфы с комплексом опробования – шлихового и литохимического по вторичным и первичным ореолам рассеяния. По результатам работ первой стадии были намечены рудоносные структуры, на второй стадии работ вкрест простирания которых по определенной сети проходились бульдозерные «расчистки» и шурфы для локализации эпицентров шлиховых и литохимических ореолов для последующего их вскрытия канавами в коренном залегании и прослеживания по простиранию и падению (третья стадия). В результате поисковых работ выявлены рудные зоны с промышленными параметрами (зона на рис. 11 имеет мощность около 15 м при средних содержаниях около 5 г/т) и оценены прогнозные ресурсы категорий P_1 и P_2 .

Таким образом, на Аройском и Мало-Конкудерском рудных полях геологоразведочные работы проводились по методике поисков золоторудных месторождений в условиях закрытых ландшафтов [1–3], основанной на

комплексировании известных методов и способов изучения информативного слоя делювиально-элювиальных отложений, вскрываемого горными выработками, в целях поисков месторождений золота – обломочного (оконтуривание делювиальных свалов рудных тел), минералогического (+ минералого-геохимического), литохимического. При этом была применена трехстадийная методика поисков, которая может быть рекомендована для применения в подобных ландшафтных обстановках.

На *первой стадии* в комплекс работ входят: геологические маршруты в местах с минимальной мощностью рыхлых отложений (имеется вероятность «выхода на поверхность» информативного слоя делювия); проходка шурфов и бульдозерных «расчисток» для создания профильной или площадной обнаженности делювиальных отложений для их изучения и выявления информативного слоя; опробование информативного слоя – шлиховое, точечное, литохимическое по первичным ореолам и вторичным ореолам рассеяния; площадные и профильные геофизические работы для уточнения структуры рудного поля.

На *второй стадии* для локализации эпицентров выявленных шлиховых и литохимических ореолов проводятся бульдозерные «расчистки» по определенной сети вкрест простирания рудоносных структур для вскрытия информативного слоя делювия, выделения минерализованных зон, их вскрытия шурфами до коренных пород со шлиховым, литохимическим и другими видами опробования всего разреза делювиальных отложений, локализации положения потенциально рудных зон.

На *третьей стадии* эпицентры выявленных ореолов вскрываются канавами. Установленные рудные зоны прослеживаются по простиранию канавами и на глубину – скважинами колонкового бурения с проведением соответствующего стандартного комплекса опробования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов А.И. Закономерности формирования золоторудных месторождений Бодайбинского рудного района и новые аспекты их поисков // Разведка и охрана недр. 2004. № 8–9. С. 17–23.
2. Иванов А.И. Опыт прогнозирования, поисков и оценки новых золоторудных месторождений в Бодайбинском районе // Отечественная геология. 2008. № 6. С. 11–16.
3. Иванов А.И. Золото Байкало-Патомы (геология, оруденение, перспективы). – М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014.
4. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. – М.: «Недра», 1983.
5. Поиски золоторудных месторождений шлиховым минералого-геохимическим методом. – М.: ЦНИГРИ, 1986.
6. Руководство по ведению геологоразведочных работ. – Магадан, 1949.

Основные геолого-структурные обстановки проявления медно-порфировых месторождений в рудных районах

И.Ф.МИГАЧЁВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, к. 1)

Приводится характеристика рудных районов с медно-порфировым оруденением и принципы их выделения в геологическом пространстве. Выделяются две основные геолого-структурные позиции медно-порфировых месторождений в рудных районах: в пределах крупных батолитообразных плутонов и в связи со сравнительно небольшими интрузивами рудоносной формации. Это положение иллюстрируется примерами конкретных рудных районов. В зависимости от наличия в рудных районах других продуктов рудогенеза устанавливаются районы с «чистой», «совмещенной» и «унаследованной» металлогенией. Формирование рудных районов связывается с существованием и развитием вертикальных рудно-магматических колонн.

Ключевые слова: медно-порфировые рудные районы, месторождения, плутоны рудоносных формаций, плутоногенные поднятия, рудно-магматические колонны.

Мигачёв Игорь Федорович



soteo@yandex.ru

Main geological and structural environments of porphyry copper deposits occurrence in ore districts

I.F.MIGACHEV (Federal State Unitary Enterprise Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, FSUE TsNIGRI)

Ore districts with porphyry copper mineralization and principles to distinguish them in geological environment are characterized. Two main geological and structural positions of porphyry copper deposits in ore districts are distinguished: within major batholithic plutons or associated with comparatively minor intrusives of the ore-bearing formation. This position is illustrated by examples of specific ore districts. Depending on the presence of other ore genesis products in ore districts, regions with «pure», «combined» and «inherited» metallogeny are defined. Ore district formation is associated with existence and development of vertical ore-magmatic columns.

Key words: porphyry copper ore districts, deposits, plutonites of ore-bearing formations, plutonogene rises, ore-magmatic columns.

Медно-порфировые рудные районы устанавливаются в пределах металлогенических зон, которые эквивалентны площадям развития продуктивных на медно-порфировое оруденение вулканоплутоновых ассоциаций. Последние составляют часть комплексов, включающих андезитовидные вулканоплутоновые пояса (медно-порфировые провинции), и, как правило, возникают в начальные этапы их развития [2, 5, 7].

При металлогеническом районировании медно-порфировые рудные районы отвечают ареалам распространения рудоносных магматических формаций. Плутониты таких формаций входят в состав достаточно крупных плутонов или образуют поля сравнительно небольших по размеру интрузивов, содержащих порфировые тела. Нередко плутоногенные породы составляют до 50–60% площадей рудных районов при широком развитии

здесь пород субстрата вулканоплутоновых поясов. В качестве обязательных элементов рудных районов выступают проявления и геохимические аномалии молибденовой, молибденово-медной, медно-мышьяковой, свинцово-цинковой, медно-скарновой, медно-турмалиновой и свинцово-цинковой золотосеребряной минерализаций, обнаруживающие пространственно-временные связи с продуктивными магматитами.

В структуре вулканоплутоновых поясов (ВПП) рудные районы представляют собой плутоногенные поднятия, характеризующиеся длительным развитием в режиме сводового поднятия в период формирования вулканоплутоновых поясов и в предшествующие тектономагматические циклы. В строении поясов они занимают краевое положение, как правило, располагаются в участках нарушения линейной конфигурации –

ветвления, коленообразных перегибов и крутых разворотов. Поднятия закономерно чередуются с вулканогенными прогибами, отделяясь от них поперечными и диагональными разломами. Для поднятий характерно увеличение мощности базальтового и сокращение гранитного слоя [3] при валообразной конфигурации поднятий поверхности Мохо, а также повышенные значения гравитационного поля [4].

Анализ позиции почти трехсот медно-порфировых месторождений в пределах рудных районов позволил выделить две принципиально отличающиеся обстановки их проявления и формирования.

Большее половины из учтенных месторождений расположены в пределах крупных (более 100–150 км²) батолитовых плутонов, которые могут быть сложены или только породами ранних, основных и порфировых фаз рудоносных формаций (полифазные плутоны), или кроме них включать более ранние интрузивы, преимущественно относящиеся к структурам основания ВПП (полихронные плутоны). Так, к полифазным батолитам рудоносных формаций приурочены рудные узлы и районы Куахоне (Перу), Петакилья-Ботиха (Панама), Хайленд-Вэлли (Канада), Гранит-Маунтин (США), Накозари (Мексика), Эрдэнтуинский (Монголия), Шаганско-Коксайский (Казахстан) и Аксугский (Россия), а к полихронным – районы Пампа-Норте-Чукикомата (Чили), Цагансубургинский (Монголия), Актогайский (Казахстан), Алмалыкский (Узбекистан). Батолиты расположены преимущественно в основании ВПП, хотя нередко их кровля представлена комагматичными вулканитами. По геофизическим данным они имеют лакколитовую или воронкообразную форму (Актогайский массив, батолит Гичон-Крик района Хайленд-Вэлли), а их корневые трубообразные части диаметром 4–10 км прослеживаются до глубин 5–10 км и более. Медно-порфировые месторождения, ассоциируя с порфировыми интрузивами поздних фаз, чаще расположены в периферических, реже центральных зонах батолитов. Месторождения также локализуются в зоне ближнего экзоконтакта плутонов, в компенсационных грабенах, выполненных комагматичными вулканитами. В такой позиции находятся месторождения Кызата, Сары-Чеку (Узбекистан), Коксай (Казахстан), Лазурное, Находка (Россия).

Так, рудный район Хайленд-Вэлли (Канада) [8], расположенный в южной части Межгорного пояса, приурочен к многофазному концентрически зональному массиву Гичон-Крик площадью около 1000 км² (рис. 1). В Центральной части района находятся медно-порфировые месторождения Джерси, Ист-Джерси, Хуэстис, Иона (входящие в группу Бетлехем), Лорнекс, Вэлли-Коппер, Хаймонт, Джей-Эй (J.A.), Крэйи, Саут-Сис, Энн № 1, Майнекс и жильные меднорудные О.К. (Элвин), Сноусторм, Абердин.

Наиболее древние образования района принадлежат к пермо-карбоновой группе Кэйч-Крик, объединяющей осадочные и вулканогенные отложения.

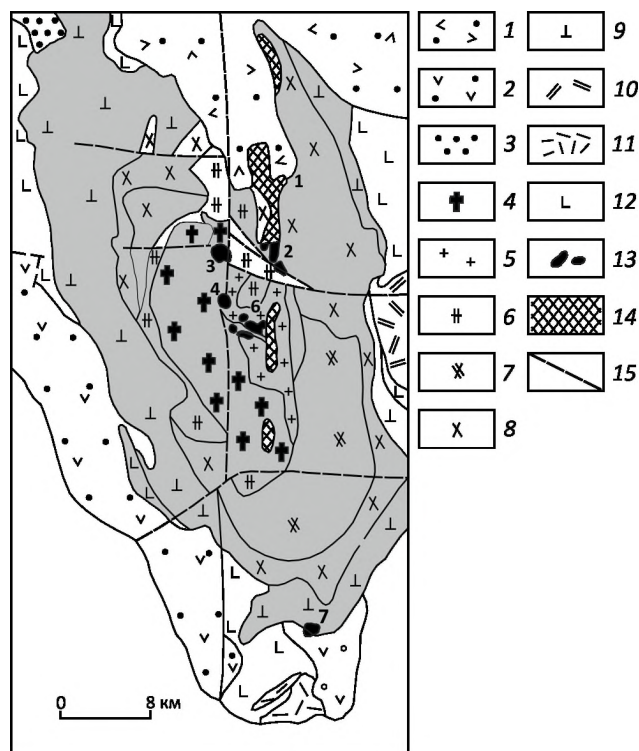


Рис. 1. Геологическое строение рудного района Хайленд-Вэлли [8]:

1 – третичные и 2 – меловые вулканогенно-осадочные породы; 3 – юрские осадочные породы; 4 – гранодиорит-кварцевые монзониты Бетсайда; 5 – гранодиориты Скина; 6 – гранодиориты Бетлехем; 7 – гранодиориты Чатауэй; 8 – кварцевые диориты-гранодиориты Гигон; 9 – диориты и кварцевые диориты гибридной фазы; 10 – магматиты фазы Гэмп-Лейк; 11 – магматиты фазы Койл; 12 – верхнетриасовые вулканогенно-осадочные породы; 13 – медно-порфировые месторождения и проявления: 1 – Саут-Сис, 2 – Бетлехем, 3 – Вэлли-Коппер, 4 – Лорнекс, 5 – Джей-Эй, 6 – Хай, 7 – Крэйгмонт; 14 – районы развития порфировых даек; 15 – разломы

На этом основании залегают позднеэриасовые лавы базальтового и андезитового состава группы Никола.

Породы массива Гичон-Крик, прорывающего и метаморфизирующего отложения группы Никола, рассматриваются как комагматы ее вулканитов. Возраст всех фаз массива определен в 198±8 млн. лет, хотя по геологическим данным устанавливается омоложение фаз от внешних частей массива к внутренним. По размещению, составу и времени формирования выделяются четыре фазы. Гибридная краевая фаза образована диоритами и кварцевыми диоритами. Фаза Хайленд, объединяющая разности Гичон (от кварцевых диоритов до гранодиоритов) и Чатауэй (гранодиориты), связанные между собой постепенными переходами. К фазе Бетлехем отнесены роговообманковые гранодиориты, среди

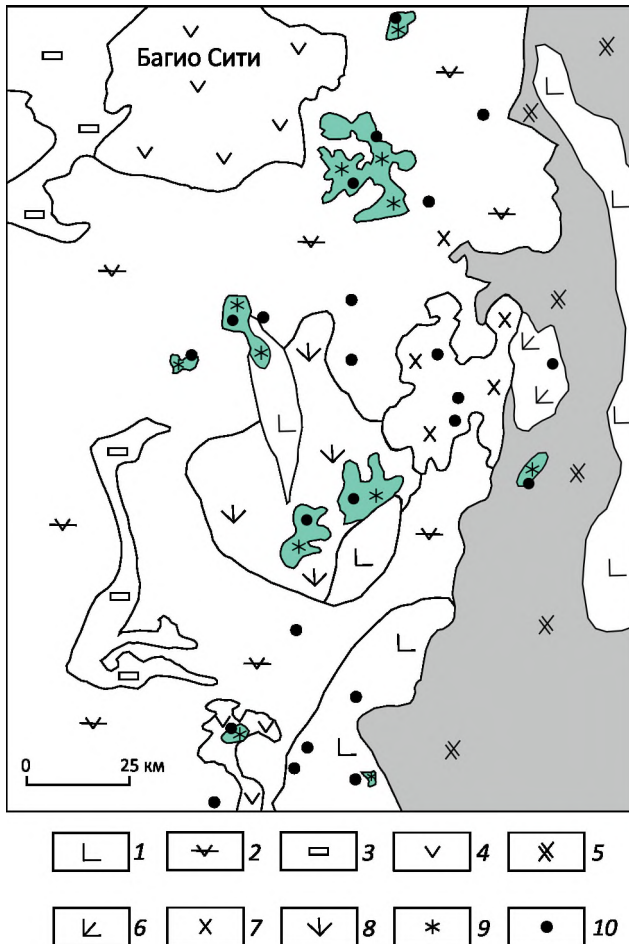


Рис. 2. Схема геологического строения рудного района Багио (о. Лусон, Филиппины). По D.Cook, с упрощениями:

1 – существенно вулканогенные образования (эоцен–олигоцен); 2 – вулканогенно-терригенные отложения (олигоцен–миоцен); 3 – известняки (миоцен–плиоцен); 4 – андезитовые порфиры (плиоцен–плейстоцен); интрузивные породы: 5 – Центрально-Кордильерский диоритовый комплекс (миоцен); 6 – габбро (миоцен); 7 – гранодиориты (миоцен); 8 – область распространения мафических даек и силлов (плиоцен); 9 – диоритовые порфиры (плиоцен–плейстоцен); 10 – золото-медно-порфировые и золоторудные с медью месторождения и перспективные проявления

которых выделяется более крупнозернистая разность – гранодиориты Скина. Породы фазы Бетсайда слагают центральную часть массива и варьируют по составу от кварцевых монцитонитов до гранодиоритов. Медная и молибденово-медная минерализация проявлена в породах всех фаз, однако значительные скопления руд приурочены или к свите даек, сформированных после фазы Бетлехем, или к породам фазы Бетсайда (краевые и внутренние части) и ассоциирующим с ней дайкам.

Массив Гичон-Крик при протяженности в субмеридиональном направлении 65 км и ширине около 20 км по

геолого-геофизическим данным имеет форму уплощенной воронки, субвертикальная трубообразная часть которой диаметром 6–10 км начинается на глубине около 8 км. Породы каждой последующей фазы слагают вложенные друг в друга тела при наличии единого выводного канала и подобии внешним ограничениям массива.

Продольными разломами – сдвигами Лорнекс и Гичон-Крик и серией поперечных сбросов массив разделен на несколько блоков, различающихся по уровню эрозионного среза и рудоносности.

Рудный район Багио (о. Лусон, Филиппины), входящий в состав Восточно-Филиппинского вулканоплутонического пояса [5], представляет собой сложно построенный полихронный батолитообразный массив (рис. 2). Его основную часть слагают габбро, диориты и гранодиориты Кордильерского комплекса миоцена, прорывающие олигоцен-миоценовые (?) вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы эоцена-миоцена (?) островодужного этапа [6]. Более поздние интрузивные образования плиоцен-плейстоценового возраста представлены преимущественно небольшими массивами и штоками диорит-порфиров, которые в основном располагаются во вмещающих породах ближней экзоконтактовой зоны батолита, возможно, представляющей «провис кровли» над погружающейся на запад апикальной частью габбро-диорит-гранодиоритового интрузива. Не исключено, что диорит-порфиры образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию с андезит-дацитовыми вулканитами плиоцена–плейстоцена.

В пределах района известно более 10 золото-медно-порфировых и золоторудных с медью месторождений и перспективных проявлений, которые, как правило, пространственно ассоциируют с диорит-порфирами. Кроме того, в районе выявлены золотополиметаллические скарновые месторождения, а также массивные золотосульфидные руды в известняках, постепенно сменяющиеся золотополиметаллическими скарновыми на контактах с телами диорит-порфиров.

Ко второму типу обстановок нахождения месторождений относятся объекты, приуроченные к сравнительно небольшим (менее 60–50 км²) интрузивам рудоносной формации. Они сложены породами основных и порфировых или очень редко только порфировых фаз. В последнем случае обычно вблизи рудных полей залегают тела гранитоидов основных фаз. Примерами первого варианта формирования месторождений могут служить рудные районы и узлы Токепала (Перу), Эль-Абра и Лос-Пеламбрес (Чили), Серро-Колорадо (Панама), Бингем (США), Сар-Чесме (Иран), Асарел (Болгария), Коунрад (Казахстан), Баимский и Малмыжский (Россия), а второго – Мичикилья, Морокоча (Перу), Эль-Сальвадор и Потрерильос (Чили), Моррисон, Коппер-Маунтин-Инжербелл (Канада), Моренс-Меткалф (США), Саиндак (Пакистан), Речк (Венгрия). Интрузивы залегают как в субстрате поясов,

так и среди комагматических вулканитов. В последнем случае они и ассоциирующие оруденение нередко локализуются в центральных частях вулканоструктур (Асарел, Коунрад). Немногочисленные геофизические данные позволяют считать, что интрузивы представляют собой выступы и апофизы более крупных плутонов или самостоятельные трубообразные тела с значительной вертикальной протяженностью.

Так, в Баимском рудном районе (Россия, Чукотка), принадлежащем к Курьинскому вулcano-плутоническому поясу, рудоносные плутоногенные образования представлены интрузивами габбро-монцонит-сиенитовой формации (рис. 3). Они, как правило, сложены габбро-диоритами и диоритами первой фазы, монцонитами, сиенит-диоритами, монцодиоритами, кварцевыми диоритами основной фазы. Завершают формирование массивов «порфировые интрузивы» – кварцевые монцонит-порфиры, гранодиорит-порфиры, образующие штокообразные тела в пределах интрузивов основных фаз и редко во вмещающих породах. Положение интрузивных массивов контролируется разломами северо-западного и субмеридионального простирания и участками их сочленения с субширотными разрывами. Вулканогенная формация, входящая в состав продуктивной на медно-порфировое оруденение вулcano-плутонической ассоциации, представлена субщелочными базальтами и андезитами.

Почти все известные в рудном районе медно-порфировые объекты, в том числе и крупное месторождение Песчанка, обнаруживают пространственную связь с «порфировыми» телами.

Биргильдинско-Томинский рудный район расположен на северном фланге позднедевонско-раннекаменноугольного Увельско-Еленовского вулcano-плутонического пояса (Россия, Южный Урал). Рудоносный интрузивный комплекс в пределах района представлен преимущественно штоками порфировых и порфировидных диоритов, к которым и приурочены медно-порфировые месторождения и проявления (рис. 4), а за границами рудного района известны интрузивные массивы, сложенные породами основных фаз этого комплекса – диоритами и кварцевыми диоритами. Продуктивная на медно-порфировое оруденение вулcano-плутоническая ассоциация, кроме интрузивов, включает породы андезитовой формации.

Наиболее значительными медно-порфировыми месторождениями района являются Томинское и Биргильдинское. Кроме того, здесь известны пластообразные золото- и серебросодержащие халькопирит-пирит-сфалеритовые руды в карбонатных породах субстрата пояса, а также золотосеребряное эпитермальное Березняковское месторождение, приуроченное к телам субвулканических диоритовых порфиритов в составе андезитовой формации.

Нередко рудные районы с крупными медно-порфировыми месторождениями отличаются специфической

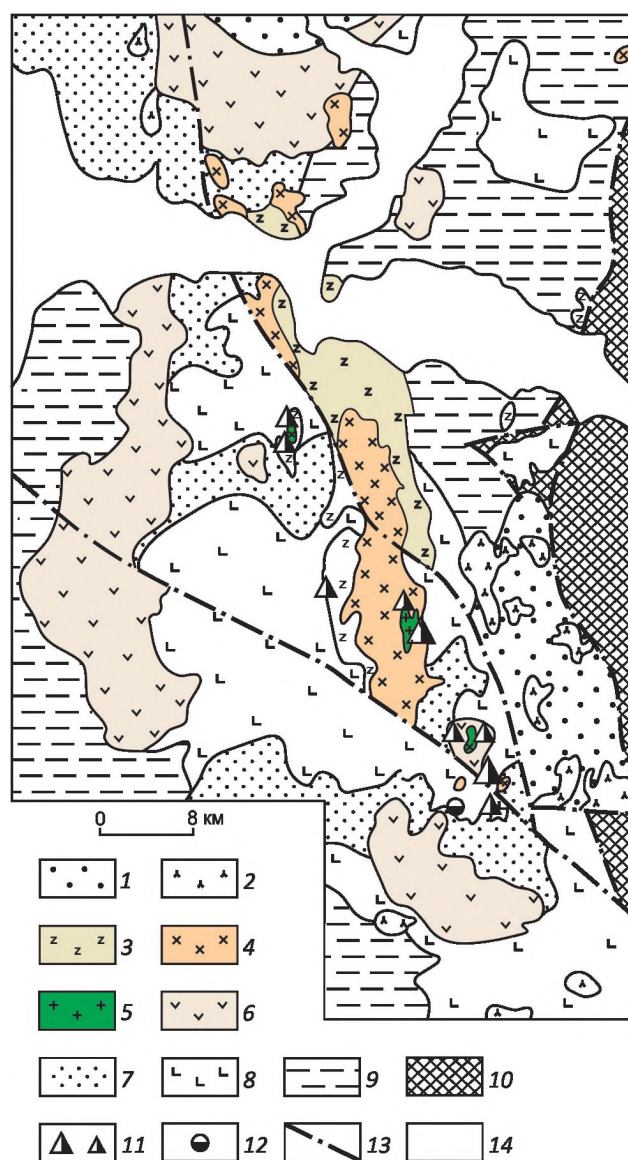


Рис. 3. Упрощенная схема геологического строения Баимского рудного района. По В.Г.Каминскому с упрощениями и дополнениями:

1–2 – образования K_1 : 1 – терригенные верхнемолассовые, 2 – субвулканические и интрузивные среднего и кислого составов; 3–5 – рудоносная плутоногенная формация, J_3-K_1 ; 3 – габбро, габбро-диориты, 4 – монцониты и кварцевые монцониты, 5 – монцонит-гранодиорит-порфиры; 6 – субщелочные андезиты, андезито-дациты; 7 – терригенно-вулканогенные образования, J_3 ; 8–10 – образования субстрата вулcano-плутонического пояса: 8 – преимущественно вулканогенные, базальт-андезит-дацит-риолитовые, J_{2-3} ; 9 – преимущественно терригенные, J_{2-3} ; 10 – гипербазитовые и кремнисто-базальтовые комплексы, PZ_{2-3} ; 11–12 – месторождения и проявления: 11 – медно-порфировые, 12 – золотосеребряные; 13 – основные разрывные нарушения; 14 – четвертичные отложения

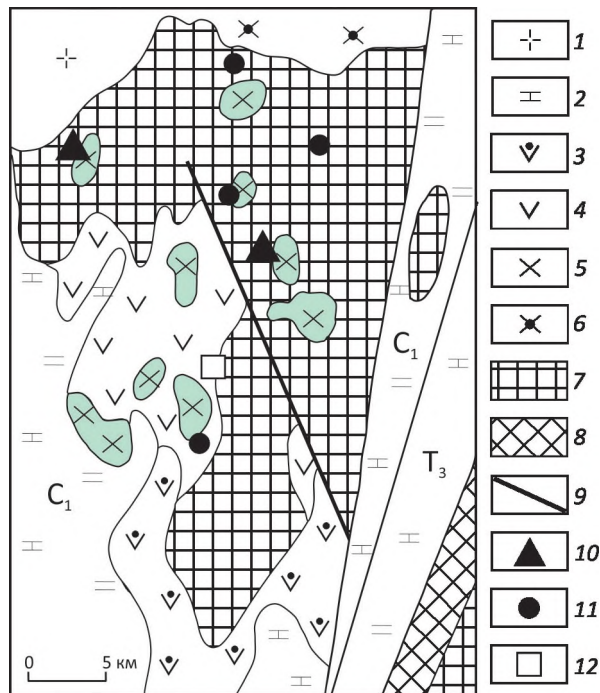


Рис. 4. Схема строения Биргильдинско-Томинского медно-порфирового рудного района (Урал). По О.В.Мининой:

1–2 – послерудные образования: 1 – среднекаменноугольные гранитоиды Челябинского массива, 2 – терригенно-карбонатные (C₁) и терригенные угленосные (T₃) отложения; 3–6 – магматические образования позднедевонско-раннекаменноугольного Увельско-Еленовского ВПП: 3 – субщелочная андезитовая формация, C₁t, 4–6 – продуктивная вулканоплутоническая ассоциация (ВПА), D₃-C₁; 4 – андезитовая формация, 5 – рудоносные интрузивы порфировых и порфировидных диоритов и кварцевых диоритов (биргильдинско-томинский комплекс), 6 – диориты основной фазы продуктивной диорит-плагиогранитовой формации (марииновский комплекс); фундамент ВПП: 7 – палеозойский (вулканы риолит-базальтовой формации и гранитоиды ордовика, известняки и кремнисто-глинистые сланцы силура, терригенные породы девона), 8 – докембрийский (гнейсы и кристаллосланцы); 9 – основные разрывные нарушения; месторождения: 10 – медно-порфировые, 11 – золото(сульфидно)-кварцевые жильные и штокерковые, 12 – свинцово-цинковое в карбонатной толще фундамента

геолого-тектонической позиции. В этом случае рудоносные вулканоплутонические ассоциации развиваются на образованиях островодужных структур предшествующих тектономагматических циклов развития (Коунрадский и Актогайский районы) или же здесь, в фундаменте вулканоплутонических поясов, располагаются более древние рифтогенные швы с базальтоидным или щелочным базальтоидным магматизмом (Алмалыкский и Баимский рудные районы).

В то же время для магматогенных поднятий, кроме медно-порфирового оруденения, характерно наличие

разнотипных и разновременных продуктов рудогенеза, образовавшихся как в более поздние этапы развития ВПП, так и в связи с формированием структур их субстрата [7]. Это позволяет выделить три группы медно-порфировых рудных районов. К первой из них относятся районы, в которых развиты медно-порфировые месторождения, а также минерализация иной рудноформационной принадлежности – полисульфидная, золото-серебро-полисульфидная, входящие в единые крупные рудно-магматические системы с латерально-вертикальным зональным строением и различным уровнем эрозионного среза. Примерами таких районов с «чистой» металлогенией могут служить районы Хайленд-Вэлли (Канада), юга Скалистых гор (США), Эрдэнтуинский (Монголия), Актогайский (Казахстан). Во вторую группу могут быть включены районы с месторождениями различных этапов развития андезитоидных поясов или «совмещенной» металлогенией АВПП. Здесь могут быть пространственно совмещены медно-порфировые, оловорудные, редкометалльные, золотосеребряные и другие объекты. Таким набором рудных формаций обладают Коунрадский, Кендыктасский (Казахстан) районы, область «риолитового максимума» Андийского ВПП. Районы с «унаследованной» металлогенией, образующие третью группу, характеризуются сочетанием рудных объектов субстрата андезитоидных поясов с месторождениями самих поясов. При этом возможно преобразование и перераспределение рудного вещества более древних объектов при воздействии на них плутоногенных и рудогенных процессов ВПП [7]. «Унаследованная» металлогения характерна для Панагюрского (НРБ), Алмалыкского (Узбекистан) районов и для округа Бингем (США). Во всех рудных районах близкое пространственное совмещение проявлений различных рудных формаций приводит к появлению комплексных рудных узлов.

Строение плутоногенных поднятий и интрузивных тел рудоносных формаций с учетом геофизических данных и обстановок концентрации медно-порфировых месторождений позволяют высказать предположение о существовании здесь в период формирования андезитоидных вулканоплутонических поясов вертикальных рудно-магматических колонн, включающих выступы мантийного материала – первичные глубинные магматические очаги – промежуточные очаги андезитоидных магм – батолитовые интрузии над выступами очагов – ареалы интрузивных тел рудоносной формации. Последние могут представлять собой выступы или апофизы батолитов или непосредственно сообщаться с куполами промежуточных очагов. Возможно, что границы плутоногенных поднятий определяются конфигурацией промежуточных очагов и очерчивают их проекцию на поверхности.

Общая сумма данных по соотношению медно-порфирового оруденения и интрузивных тел рудоносных

формаций допускает возможность рассмотрения медно-порфирового рудообразования как следствия двух взаимосвязанных процессов: насыщенности андезитовых магм рудными компонентами, а также экстракции и мобилизации таких компонентов из блоков корового материала при ассимиляции их в промежуточном очаге; обособлении рудного вещества при дифференциации магм в промежуточных очагах и выведении его в зоны рудоотложения близ-одновременно с внедрением «порфировых» расплавов, происходящими в результате единого «типового» процесса дифференциации вслед за отделением и продвижением в верхней части земной коры более ранних магм основных фаз рудоносных комплексов при общности путей миграции тех и других. Рудный процесс и генерация «порфировых» расплавов связаны общностью происхождения, что подтверждается пространственной близостью тех и других. При этом порфировые интрузивы могут рассматриваться в качестве «проводников» несколько более поздних рудоносных флюидопотоков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Золоторудные* месторождения островных дуг Тихого океана // Ю.М.Щепотьев, С.С.Вартанян, В.Ю.Орешин, Б.Г.Гузман. – М.: ЦНИГРИ, 1989.
2. *Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.* Медно-порфировые месторождения мира. – М.: Недра, 1986.
3. *Павлова И.Г.* Медно-порфировые месторождения. – Л.: Недра, 1978.
4. *Попов В.С.* Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. – М.: Наука, 1977.
5. *Принципы и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля и кобальта* / М.Б.Бородаевская, А.И.Кривцов, А.П.Лихачев и др. – М.: Недра, 1987.
6. *Cooke D.B. et al.* Evidence for magmatic-hydrothermal fluids and ore-forming processes in epithermal and porphyry deposits of the Baguio District, Philippines // *Economic Geology*. 2011. № 8. Pp. 1399–1424.
7. *Migachev I.* Complex ore nodes of marginal volcano-plutonic belts and their geological setting // *Resource Geology Special Issue*. № 15. Pp. 199–209. 1993.
8. *Porphyry deposits of the Canadian Cordillera* // *CIM bull.* Vol. 15. 1976.

Геолого-промышленные типы и региональные геологические особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах

А.И.ДОНЕЦ, Г.В.РУЧКИН, В.Д.КОНКИН (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, к. 1)

Рассмотрены геолого-промышленные типы стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах: сарданский, миссисипский, силезско-краковский, миргалимсайский, шалкиинский и учкулачский. Охарактеризованы прогнозно-поисковые модели месторождений и основные минералого-геохимические типы руд. Показано, что руды рассматриваемых месторождений – производные эксфильтрационных систем, хлоридные рассолы которых мобилизовали рассеянное рудное вещество глубоких горизонтов осадочных бассейнов.

Ключевые слова: свинцово-цинковые месторождения, геолого-промышленные типы месторождений, геолого-геохимические типы руд, рудовмещающие формации, генезис месторождений.

Донец Александр Иванович
Конкин Виктор Дмитриевич



metalogeny@tsnigri.ru
metalogeny@tsnigri.ru

Geological and economic types and regional geological special characteristics of stratiform carbonate-hosted lead-zinc deposits

A.I.DONETS, G.V.RUCHKIN, V.D.KONKIN (Federal State Unitary Enterprise Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, FSUE TsNIGRI)

Carbonate-hosted stratiform lead-zinc deposits of the following geologic types: Sardansky, Mississippi Valley-type, Silesian-Cracow, Mirgalimsay, Shalkia and Uchculach are described. Prognosis-search models of deposits and basic mineralogical-geochemical ore types are produced. The considered deposits are connected with exfiltering systems of chloride brines. The nature of metaliferous brines, metal mobilization and metal transportation forms are analyzed.

Key words: carbonate-hosted lead-zinc deposits, prognosis-search models, basic mineralogical-geochemical types of deposits, genesis of ores.

В общей генетической классификации месторождений полезных ископаемых В.И.Смирнова [14] стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах относятся к телетермальному классу гидротермальных месторождений. Пространственно они тесно связаны с доломито-известняковыми, глинисто-доломито-известняковыми, кремнисто-доломито-известняковыми, реже вулканогенно-доломито-известняковыми толщами, имеющими широкий возрастной диапазон формирования (от докембрия до миоцена включительно).

Суммируя наиболее значимые работы отечественных и зарубежных исследователей, посвященные строению стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах (В.И.Смирнова, У.А.Ассапалиева, Д.И.Горжевского, А.И.Донца, Г.В.Ручкина, М.М.Кон-

стантинова, Э.И.Кутырева, В.В.Попова, В.М.Попова, Г.Андерсона, Г.Барнса, Г.Балкевича, А.Хейла и др.), а также материалы сотрудников ЦНИГРИ, полученные при изучении рассматриваемых месторождений в ряде рудных районов России (Юго-Восточная Якутия, Северное и Западное Прибайкалье, Енисейский Кряж), Казахстана, Узбекистана и Киргизии, необходимо указать на следующие характерные устойчивые черты этих месторождений, которые могут рассматриваться как их классификационные признаки [12]:

приуроченность месторождений к карбонатным толщам;

отсутствие, как правило, в рудовмещающих разрезах магматических пород за исключением кислых вулканитов, подстилающих на некоторых месторождениях рудовмещающие толщи, и редких диабазовых даек;

залегание основной части рудных тел согласно с рудовмещающими толщами на определенных уровнях литолого-стратиграфического разреза;

широкое развитие линзовидных, пластовых, ленто- и линзообразных рудных залежей при подчиненной роли жилообразных и сложных по морфологии рудных тел;

многоярусное размещение рудных тел в разрезах месторождений;

однотипность и простота минерального состава руд: галенит, сфалерит, пирит, иногда барит, халькопирит, реже флюорит, характерные элементы-примеси – серебро, германий, кадмий, индий, таллий;

подчиненное количество слоистых и массивных руд при широком развитии полосчатых, прожилково-вкрапленных и брекчиевидных;

характерные эпигенетические изменения: доломитизация известняков, перекристаллизация доломитов, преобразование глинистого вещества в гидрослюды, реже окварцевание карбонатных пород;

расположение рудных тел в большинстве случаев среди пластов рудовмещающей толщи с повышенным геохимическим фоном рудных элементов;

невысокие температуры (200° – 70°) минералообразования.

При общности стратиформных свинцово-цинковых месторождений по перечисленным выше признакам, позволяющим объединить их в самостоятельное семейство, они достаточно разнообразны по индивидуальным особенностям: обстановкам нахождения и формирования, ассоциации с различными, хотя и близкими по набору пород геологическими формациями и субформациями, отличиям в элементном и минеральном составе руд и ряду других признаков [12].

Особенности палеофациальных обстановок формирования различных стратиформных месторождений в карбонатных толщах легли в основу литолого-фациальной классификации Н.С.Скрипченко, который выделил следующие типы этих месторождений: карбонатный слоистый, карбонатный структур растворения и карбонатный рифовый.

Э.И.Кутырев предложил классификацию согласных (стратоидных) месторождений меди, свинца и цинка по приуроченности к геологическим формациям, в которую вошли три типа стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах: барит-свинцовый и свинцово-цинковый в углеродисто-карбонатной слоистой формации (миргалимсайский), свинцово-цинковый в карстовой карбонатной рифовой формации (сарданский) и барит-флюорит-свинцово-цинковый в карстовой карбонатной слоистой формации (барвинский).

В зависимости от характера структурно-литологических коллекторов В.П.Феокистов [1] выделил три подтипа стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных формациях: а) пластовый или слоистый, представленный пластовыми рудными

телами, залегающими согласно с вмещающими породами (Миргалимсай, Шалкия и др.), б) выполнения разнообразных по форме полостей, в основном карстовых, представленных жильными, гнездо-, трубо-, ленто-, пласто-, линзообразными залежами брекчиевых и колломорфных руд (Ачисай, район Три-Стейт и др.), в) метасоматического размещения рифовых построек – зубчато выклинивающихся линзовидных рудных тел, контролирующихся конфигурацией и внутренней структурой рифовых сооружений (Пайн-Пойнт, месторождения Юго-Восточного Миссури и др.). В промышленных рудных районах нередко могут присутствовать месторождения двух или трех подтипов.

Рассматривая свинцово-цинковые месторождения, рудовмещающими породами для которых являются карбонатные толщи, Р.Хатчинсон [16] выделил среди них пять наиболее важных и явно различающихся типов месторождений: конкордантные согласные массивные; стратоидные месторождения типа долины Миссисипи (MVT); месторождения, представленные комбинациями стратоидных, мантиобразных и трубообразных рудных тел; свинцово-цинковые с серебром скарновые и полиметаллические (Fe, Cu, Pb, Au, Ag). Указанные типы месторождений отчетливо различаются по геологическим обстановкам нахождения, механизмам формирования руд, а также по интенсивности проявления последующих рудообразующих процессов. Между тем, они металлогенически связаны между собой. Первые четыре типа месторождений размещаются в платформенных (шельфовых) доломито-известняковых толщах, а полиметаллические скарновые – в горизонтах известковисто-доломитовых пород, содержащих прослои сланцев, аргиллитов и вулканогенных пород фаций островных дуг и континентальных склонов.

По данным Р.Хатчинсона [16] наиболее близки между собой месторождения массивных конкордантных свинцово-цинковых руд (Сильвермайнс, Навап, Тайнаг в Ирландии) и месторождения типа MVT. Месторождения обоих типов формировались из подобных по физико-химическим параметрам рудоносных растворов. Однако если руды месторождений, относимые к первому типу, образовывались на дне морских мелководных бассейнов окраин континентов на фоне карбонатного осадконакопления при излиянии рудоносных флюидов по конседиментационным разломам, то руды месторождений MVT – в различных эпигенетических и «запечатанных» литолого-стратиграфических ловушках карбонатных чехлов платформ.

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения типа «манти» в комбинации с трубообразными телами, установленные в Минеральном поясе Колорадо (Гилмен, Ледвилл, Аспен и др.), приурочены к платформенным шельфовым известняково-доломитовым фациям с терригенно-глинистыми прослоями. Сингенетичные манти- и трубообразные тела нередко переходят одно в другое в сложных сопряжениях и сочетаниях.

По мнению Р.Хатчинсона [16], трубообразные тела преимущественно прожилково-вкрапленных руд формируются вдоль долгоживущих рудоподводящих разломов – фидеров. Конкордантные мантиообразные рудные залежи имеют или сингенетическую природу, или формируются при метасоматическом замещении благоприятных карбонатных слоев. Особенности комбинирования этих двух морфологических типов рудных тел определяются длительностью существования фидеров, продолжительностью истечения гидротермальных растворов на морское дно в сочетании с различными скоростями карбонатного осадконакопления.

Скарновые свинцово-цинковые с серебром и полиметаллические скарновые месторождения возникли при гидротермально-метасоматическом преобразовании ранее сформированных сингенетичных свинцово-цинковых руд с возможным привнесом дополнительного рудного вещества под воздействием внедряющихся скарнирующих интрузий. Необходимо отметить, что подобные представления о преобразовании скарновых (скарнированных) свинцово-цинковых месторождений развиваются и российскими учеными [8].

По перечисленным выше квалификационным признакам из пяти этапов свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах, выделенных Р.Хатчинсоном, к числу стратиформных свинцово-цинковых относятся конкордантные массивные свинцово-цинковые и классические месторождения типа долины р. Миссисипи. Что касается типа «манти», то они, с точки зрения авторов данной статьи, могут быть выделены в особую группу (тип?) регенерированных и метаморфизованных стратиформных свинцово-цинковых месторождений.

По данным Д.И.Горжевского, А.Д.Щеглова, В.В.Попова, А.И.Донца и других исследователей рассматриваемые месторождения приурочены к относительно малоподвижным и слабо дифференцированным структурам земной коры, а зоны их концентрирования занимают различные геотектонические позиции.

Типизация стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах в зависимости от региональной тектонической позиции проводилась в работах различных авторов. Д.И.Горжевский и П.Ф.Иванкин, А.Д.Щеглов, А.И.Донец предложили выделять в основном три типа этих месторождений: приуроченные к перикратонным прогибам, чехлам древних платформ, а также срединных массивов. Д.И.Горжевский и П.Ф.Иванкин, кроме того, выделили тип месторождений в чехлах молодых (эпикаледонских и эпигерцинских) платформ. По данным У.А.Асаналиева, В.В.Попова и Д.И.Турдукеева, основанным на приуроченности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах к различным региональным структурам, рудные объекты разделены на три типа: месторождения внутренних платформенных структур, краевых платформенных структур и эпиплатформенных рифтовых структур.

В.В.Попов предложил систематику стратиформных свинцово-цинковых месторождений на геотектонической основе. Он выделил две группы: месторождения платформ и месторождения складчатых областей. Дальнейшее разделение основывается на их положении и закономерных связях с крупными структурными единицами в пределах платформ и складчатых зон. Месторождения платформ ассоциируются со следующими типами структур: внутренние платформенные типы, краевые платформенные структуры, эпиплатформенные рифовые структуры. К месторождениям складчатых областей отнесены объекты: в складчатых миогеосинклинальных зонах, отделенных от платформ краевыми прогибами; в тех же зонах, сопряженных со срединными массивами; срединных массивов с субплатформенным характером структур. Применительно к месторождениям платформ следует также учитывать их возраст, выделяя месторождения древних и молодых платформ, что обусловлено существенными различиями в особенностях развития и строения древних и молодых платформ.

Основываясь на разработках В.П.Феоктистова с соавторами [1] по металлогении осадочных бассейнов, следует отметить, что рассматриваемые свинцово-цинковые месторождения приурочены к следующим вещественно-геодинамическим типам рудоносных осадочных бассейнов (РОБ): карбонатно-терригенным внутриплитным (внутриконтинентальным) и терригенно-карбонатным пассивных континентальных окраин. Эти бассейны развиты в слабо дислоцированных платформенных чехлах как древних платформ, так и фанерозойских орогенно-складчатых сооружений. На территории России к числу рудоносных осадочных бассейнов первого типа относятся слабо рудоносные и недостаточно полно изученные на свинцово-цинковое оруденение бассейны юго-западного склона Воронежского кристаллического массива (Русская платформа) с проявлениями свинцово-цинковой минерализации в карбонатных породах карбона и Приенисейский (Сибирская платформа) на юго-восточном склоне Енисейского поднятия со свинцово-цинковыми проявлениями (Тычанское и др.) в карбонатных отложениях ордовика.

К типовой может быть отнесена крупнейшая в мире металлогеническая провинция стратиформных свинцово-цинковых месторождений Мидконтинента (США). Она представляет собой рудоносный осадочный бассейн в теле Северо-Американской платформы. Строение бассейна осложнено глубинными разломами, рифтогенными структурами, синеклизмами и антиклизмами (сводами), на склонах которых расположены свинцово-цинковые рудные районы (Верхнемиссисипской долины, Юго-Восточный Миссури, Три-Стейт и др.). Рудоносные формации, в которых локализуются свинцово-цинковые месторождения, представлены, главным образом, карбонатными отложениями от поздне-

кембрийского до позднекаменноугольного возраста, содержащими отдельные горизонты терригенно-сланцевых отложений.

К числу терригенно-карбонатных РОБ пассивных континентальных окраин со стратиформными свинцово-цинковыми месторождениями относятся: Большешкаратауский (Казахстан), Южно-Ферганский (Узбекистан), Центральноирландский, Южно-Аппалачский (США), Силезско-Краковский (Польша) и ряд других. На территории России к провинциям указанного типа принадлежат: Юдомо-Майская с месторождениями Сардана, Уруй и др., Полярноуральско-Новоземельская с месторождениями Саурейское и Павловское, Западно-Прибайкальская с проявлениями Таборное, Луговое и др. Подобного типа провинции выделяются на западном склоне Урала, а также обрамлении Колымского и Восточно-Чукотского массивов.

По данным В.П.Феокистова с соавторами [1] особенности развития рудоносного осадочного бассейна данного типа проявляются в своеобразном формационном выполнении. Слагающие их осадочные комплексы обычно имеют двухчленное строение: нижняя часть представлена красноцветными терригенными субэвральными отложениями; верхняя, большая по объему – морскими и прибрежно-морскими глинисто-карбонатными сложными по фациальному составу, со значительной ролью рифовых образований.

Они обычно рассматриваются как части «карбонатных платформ», то есть литоральных или внутренних частей карбонатных шельфов пассивных континентальных окраин. В литературе рудоносные осадочные бассейны этого типа часто трактуются как структуры активизированных склонов кратонов и орогенно-складчатых сооружений в их обрамлении (квазиплатформы, мио-, парамиогеосинклинали).

Генерализованные особенности строения рассматриваемых рудоносных осадочных бассейнов и размещение в них стратиформных свинцово-цинковых месторождений иллюстрируются на примере Центрально-ирландского РОБ [13], в нижнекаменноугольных отложениях которого локализованы такие крупные месторождения, как Наван, Тайнаг, Сильвермайнс.

Центрально-ирландский РОБ формировался на обширном шельфе пассивной континентальной окраины с продвигавшейся с юга на север морской трансгрессией, сопровождавшейся значительными колебаниями мощностей и состава фаций.

В разрезе рудовмещающего осадочного комплекса выделяется (снизу вверх): красноцветная континентальная моласса верхнего девона, прибрежно-морские терригенные отложения верхнего девона–нижнего карбона, рудоносная шельфовая карбонатная формация турнейско-визейского возраста, угленосная терригенная параметрическая формация среднего карбона, красноцветная терригенная континентальная формация верхнего карбона–нижней перми.

Красноцветная терригенная формация верхнего девона выполнена отложениями аллювиальных равнин, сменяющимися в верхней части прибрежно-морскими сероцветными алеврито-песчаными осадками. Мощность формации на палеоподнятиях Центрально-Ирландского бассейна составляет 250–360 м, увеличиваясь в троговых зонах до 5 км и более.

Турнейско-визейская карбонатная формация имеет трехчленное строение.

Нижняя часть мощностью до 350–450 м представлена алеврито-глинистыми известняками с прослоями аргиллитов, с обильными остатками криноидей и другой фауны, свойственной открытому шельфу.

Средняя часть мощностью от первых сотен метров до 750 м выделяется как «рифовый известняк». Для этой толщи характерно сложное внутреннее строение, обусловленное сочетанием микритовых куполов, межкупольных пририфовых брекчий и иловых впадин. На рифтогенном основании залегает толща темных кремнистых слоистых известняков мощностью до 300 м, почти не содержащих органических остатков и относимых к образованиям шельфовой лагуны.

В верхнедевонских красноцветных терригенных породах имеются мелкие проявления медистых песчаников и баритовой минерализации. В нижней и средней частях нижнекарбонатного карбонатного комплекса заключены крупные промышленные месторождения и многочисленные проявления свинцово-цинковых руд, имеющих разную морфологию: от пласто- и линзообразной до жильной.

Принятая в работе типизация стратиформных свинцово-цинковых месторождений для целей их прогноза, поисков и оценки выполнена на основе анализа обстановок их нахождения и приведена в табл. 1, а реставрация их палеотектонической позиции – на соответствующих схемах (рисунки 1 и 2).

Рассматриваемые в работе объекты семейства стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах разделяются на следующие типы (см. табл. 1):

1. Свинцово-цинковый с германием, иногда с флюоритом в глинисто-известняково-доломитовой формации (сарданский), месторождения которого формировались в надрифтовых депрессиях на внутреннем и внешнем шельфе пассивной окраины древних платформ (см. рис. 1) в период от рифея до ранней перми. Рудные тела, сложенные галенитом (30%), сфалеритом (60%) и флюоритом (10%), локализуются в битумсо-державших доломитизированных известняках, сахаровидных метасоматических доломитах и в «зебра-доломитах». Отношение Pb к Zn варьирует от 3:1 до 1:10.

2. Пирит-свинцово-цинковый с флюоритом в кремнисто-известняково-доломитовой формации (миссисипский). Месторождения приурочены к внутриконтинентальным впадинам древних платформ (см. рис. 1) и представлены рудными телами, которые размещаются

1. Геолого-промышленные типы стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах [13]

Характеристика месторождений	Типы месторождений					
	Свинцово-цинковый с германием (флюоритом) (сарданский)	Пирит-свинцово-цинковый с флюоритом (миссисипский)	Пирит-свинцово-цинковый (краковский)	Барит-цинково-свинцовый (миргалимсайский)	Свинцово-цинковый с пиритом (шалкинский)	Пирит-барит-свинцово-цинковый (учкулачский)
Главные рудообразующие минералы (%)	Галенит – 30 Сфалерит – 60 Флюорит – 10	Пирит – 10 Галенит – 25 Сфалерит – 50 Флюорит – 15	Пирит – 15 Галенит – 25 Сфалерит – 60	Барит – 20 Галенит – 65 Сфалерит – 15	Пирит – 5 Галенит – 15 Сфалерит – 80	Пирит – 10 Барит – 20 Галенит – 30 Сфалерит – 40
Рудовмещающая формация и ее состав (%)	Глинисто-доломитовая известняковая	Кремнисто-известняково-доломитовая	Глинисто-известняково-доломитовая	Углеродисто-доломитовая известняковая	Углеродисто-кремнисто-доломитовая известняковая	Трахитоидит-дацит-терригенно-известняково-доломитовая
Глинистые осадки	10	10	20	–	–	–
Кремнистые осадки	–	–	–	–	10	–
Углеродистое вещество	–	–	–	–	5	–
Известняки	40	40	30	60	35	30
Доломиты	50	50	50	35	50	35
Трахитоидит-дациты и их туфы, туффы	–	–	–	–	–	15
Алевриты, песчаники, гравелиты	–	–	–	–	–	20
Интерпретация обстановок возникновения рудовмещающих формаций и месторождений	Надрифтовые депрессии на внутреннем и внешнем шельфе пассивных окраин континентальных кратонов	Внутриконтинентальные впадины и надрифтовые депрессии кратонов	Надрифтовые депрессии на внутреннем и внешнем шельфе пассивных континентальных платформ	Рифты и надрифтовые депрессии на внутреннем и внешнем шельфе пассивных континентальных окраин срединных массивов (микроконтинентов)	Рифты на внешнем шельфе пассивных континентальных окраин срединных массивов (микроконтинентов)	Рифты на внешнем шельфе пассивных континентальных окраин срединных массивов (микроконтинентов)
Примеры разновозрастных месторождений	R – Таборное (РФ) V – Сардана (РФ) Є – Остинвилл-Айванхо (США) O ₁ – Маскот Джефферсон (США) O ₂ – Адмирал Бэй (Австралия) O ₃ – Саурей (РФ) Поларис (Канада) S ₁ – Шаванганк (США) D ₂ – Пайн-Пойнт (Канада) D ₃ – Фаньюкоу (Китай) C ₁ – Гейс-Ривер (Канада)	Є ₃ – Ламонт (Ю-В Миссури, США) O – Коупер (Верхне-миссисипская долина, США) C – Джоллин (Три-Стейт, США), Лед-Хилл (Иллинойс-Кентукки, США)	C ₁ – Сильвемейнс (Ирландия) T ₁ – Болеслав (Польша) T ₂ – Райбл (Италия), Блайберг (Австрия), Мезика (Словения) J ₁ – Туиссит (Марокко), Бу-Грин (Тунис) N ₁ – Джамет (Тунис)	D ₂ – Сумсар (Киргизия) D ₃ – Миргалымсай (Казахстан) T ₁ – Малин (Франция) J ₁ – Трев (Франция)	D ₃ – Шалкия, Талап (Казахстан)	D ₁ – Павловское (РФ) D ₂ – Учкулач, Эскимазар (Узбекистан)

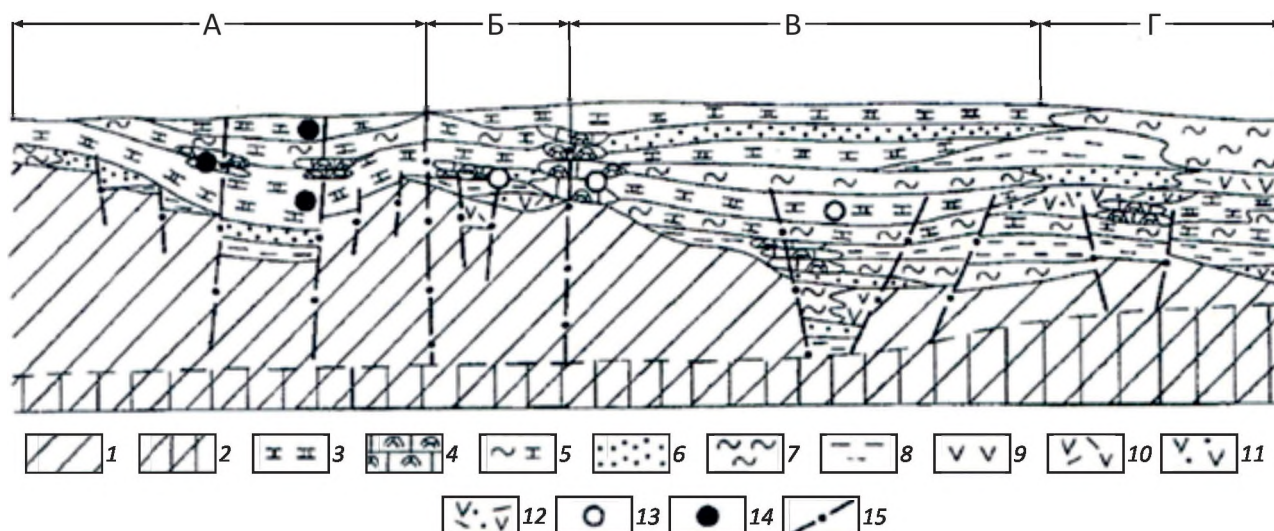


Рис. 1. Схема палеотектонической позиции стратиформных свинцово-цинковых месторождений в чехлах древних платформ:

кора: 1 – континентального и 2 – океанического типов; 3–12 – геологические формации: 3 – известняково-доломитовая, 4 – известняковая рифогенная, 5 – глинисто-карбонатная, 6 – терригенная (алеврито-песчаная), 7 – углеродисто-глинистая, 8 – глинисто-кремнистая, 9 – риолито-базальтовая натриевой серии, 10 – риолито-базальтовая натро-калиевой серии, 11 – вулканогенно-терригенная с вулканитами натриевой серии, 12 – вулканогенно-терригенная с вулканитами натро-калиевой серии; 13–14 – типы свинцово-цинковых месторождений: 13 – сарданский, 14 – миссисипский; 15 – разломы; А – плитная часть платформы; Б–В–Г – пассивная континентальная окраина: Б – внутренний шельф, В – внешний шельф, Г – континентальный склон

в органогенных битумсодержащих известняках с кремнистыми прослоями и стяжениями, тонкослоистых водорослевых доломитах, кавернозных эпигенетических доломитах и залегают в отложениях от позднего кембрия до карбона включительно. Руды сложены пиритом (10%), галенитом (25%), сфалеритом (50%) и флюоритом (15%) и характеризуются отношением Pb к Zn от 3:2 до 1:10.

3. Пирит-свинцово-цинковый в глинисто-доломито-известняковой формации (силезско-краковский). Месторождения размещаются в надтроговых депрессиях на внутреннем и внешнем шельфе пассивных окраин молодых платформ (см. рис. 2). Рудные тела, сложенные пиритом (15%), галенитом (25%) и сфалеритом (60%), локализируются в доломитах, слоистых доломитистых битумсодержащих известняках, эпигенетических доломитах и карбонатных брекчиях в отложениях от раннего карбона до неогена включительно. Отношение свинца к цинку составляет 1:1–1:5.

4. Барит-цинково-свинцовый в углеродисто-доломито-известняковой формации (миргалимсайский). Месторождения формировались в рифтах и надрифтовых депрессиях на внутреннем и внешнем шельфе пассивных окраин микроконтинентов (см. рис. 2). Рудные тела сложены баритом (20%), галенитом (65%), сфалеритом (15%) и локализованы в слоистых доломитах,

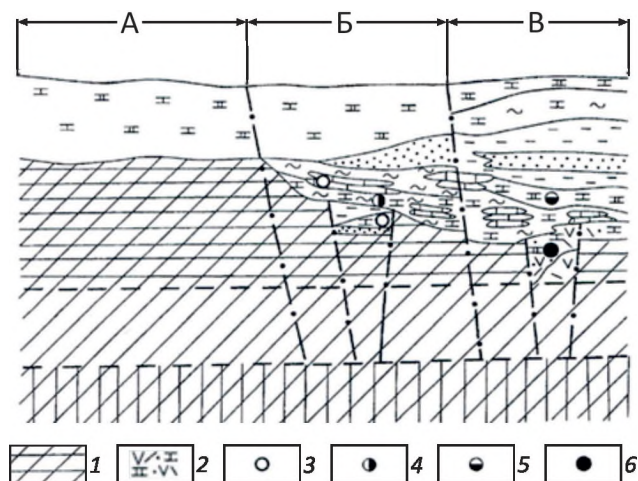


Рис. 2. Схема палеотектонической позиции стратиформных свинцово-цинковых месторождений в чехлах молодых платформ и микроконтинентов:

1 – породы палеозойского фундамента; 2 – вулканогенно-терригенно-карбонатная формация; 3–6 – типы свинцово-цинковых месторождений: 3 – силезско-краковский, 4 – миргалимсайский, 5 – шалкиинский, 6 – учкулачский; остальные услов. обозн. см. на рис. 1

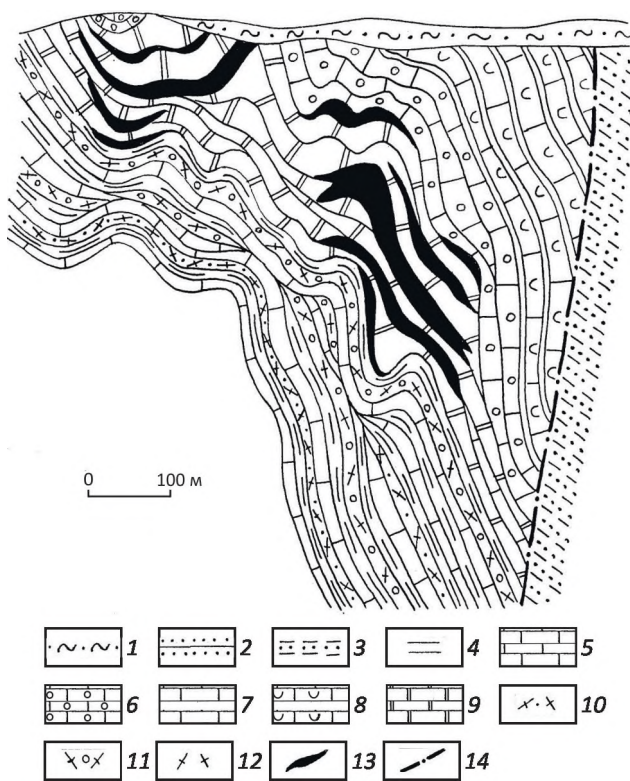


Рис. 3. Геологический разрез Учкулачского месторождения:

1 – четвертичные отложения; 2 – песчаники; 3 – песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов; 4 – аргиллиты; 5 – известняки; 6 – известняки органогенные; 7 – известняки с тонкими прослоями аргиллитов; 8 – известняки с тонкими прослоями аргиллитов и кремнистыми обособлениями; 9 – доломиты; 10 – туфы риолит-дацитовых порфиров псаммитовые; 11 – туфы риолит-дацитовых порфиров гравийные; 12 – риолит-дацитовые порфиры; 13 – свинцово-цинковые руды; 14 – разломы

углеродистых доломитистых известняках и карбонатных брекчиях в отложениях от среднего девона до ранней юры включительно. Отношение свинца к цинку варьирует от 3:1 до 6:1.

5. Свинцово-цинковый с пиритом в углеродисто-кремнисто-доломито-известняковой формации (шалкиинский). Месторождения размещаются в рифтах и внешнем шельфе пассивных окраин микроконтинентов (см. рис. 2). Рудные тела сложены баритом (20%), галенитом (65%), сфалеритом (15%), локализуются в углеродисто-глинисто-кремнисто-карбонатных тонкослоистых породах («ритмитах»), битуминозных известняках и доломитах комковатой и брекчиевой структуры. Отношение свинца к цинку в рудах колеблется от 1:3 до 1:10.

6. Пирит-барит-свинцово-цинковый в трахириолит-дацит-терригенно-известняково-доломитовой формации (учкулачский). Месторождения приурочены

к рифтам на внешнем шельфе пассивных окраин микроконтинентов (см. рис. 2) [6] и ассоциируются с вулканогенными составляющими натро-калиевого трахириолитового магматизма (щелочность 6,24–9,42%, отношение К:Na до 10:1). Рудные тела сложены пиритом (10%), баритом (20%), галенитом (30%) и сфалеритом (40%) и локализуются в доломитах, известняковых рифогенных брекчиях, известковистых доломитах, аргиллитах, туфопесчаниках, гравелитах, туффитах и туфах трахириолит-дацитовых порфиров (см. рисунки 2 и 3). Отношение Pb к Zn в рудах варьирует от 1:2 до 3:2.

К рассматриваемому геолого-промышленному типу относится также Павловское месторождение свинца и цинка, которое является одним из крупных рудно-полиметаллических объектов Безымянского узла, расположенного в северо-западной части о. Южный архипелага Новая Земля. Рудные тела размещаются в органогенно-рифогенных карбонатных породах грибовской свиты (D_1) (слоистые и массивные разности микрозернистых, микритовых, биогенных, реже – глинистых, известняков, доломитизированных и окремненных), которые характеризуются тесным сочетанием биогенных и микритовых фаций, слагающих конседиментационные рифогенные палеоподнятия со шлейфом брекчий обрушения.

Руды слагают линзовидно-пластообразные залежи мощностью до 5 м, внутреннее строение которых определяется неравномерным распределением рудных гнезд в карбонатной или кварц-карбонатной матрице. Выделяются массивные, брекчиевидные, прожилково-вкрапленные, реже гнездово-прожилковые и сетчато-вкрапленные руды.

Основные минералого-геохимические типы руд стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах представлены в табл. 2 [13].

В качестве основы для разработки проблемы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах авторами принята концепция гидрогенного рудообразования. Разработанные геолого-генетические модели [3, 5, 7] связывают накопленные за последние десятилетия знания как о закономерностях размещения месторождений в земной коре, так и о физико-химических, термо- и гидродинамических обстановках формирования термальных металлоносных хлоридных рассолов, которые являются конечным членом эволюции природного ряда седиментогенных вод различного состава.

Стратиформные свинцово-цинковые руды – производные эксфильтрационных систем, хлоридные рассолы которых мобилизовали рассеянное рудное вещество глубоких горизонтов осадочных бассейнов [11].

Необходимые для формирования руд объемы и температуры рудоносных флюидов обеспечиваются гидродинамически сосредоточенными потоками термальных хлоритных рассолов [9]. Структурные элементы с повышенной фильтрационной проницаемостью (зоны секущих разрывных нарушений), проницаемые

2. Основные минералого-геохимические типы руд стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах

Типы руд	Примеси в рудах	Примеры месторождений
Сфалерит-галенитовый	Ag, Cd, Cu, Ni, Co	Ю-В Миссури (США)
Сфалерит-галенит-флюоритовый	Ba, Cu, Ag, битумы	Иллинойс-Кентукки (США), Таборное (РФ)
Галенит-сфалеритовый	Ag, Cu, Sb, Ge	Пайн-Пойнт (Канада), Три-Стейт (США)
Сфалерит-галенит-баритовый	Ag, Cd, Ga	Миргалимсай (Казахстан)
Германий-галенит-сфалеритовый	Cd, Ag, In, Te, Co, Sb	Сардана (РФ)
Тетраэдрит-халькопирит-галенит-сфалеритовый	Ag, Sb, Cu, Ni, Co	Сумсар (Узбекистан), Дженгеле (Конго)
Пирит-барит-галенит-сфалеритовый	Ag, Cu, Sb, Cd, Ge	Верхнемиссисипский район (США)
Пирит-галенит-сфалеритовый	Ag, Sb, Cd	Шалкия (Казахстан)
Галенит-сфалерит-пиритовый	Ag, Cd	Павловское (РФ)

тела флюидопроводников (внутриформационные пласты-коллекторы) играют роль растворообирающих, раствороопределяющих, транзитных, а в верхних горизонтах коры – рудолокализирующих структур и контролируют формирование эпигенетических, стратойдных, секущих или комбинированных залежей свинцово-цинковых руд.

Главным фактором, контролирующим образование эпигенетических свинцово-цинковых рудных залежей, является взаимодействие кислых металлоносных рассолов с гидрохимическими сероводородными (щелочно-сероводородными) барьерами или гидравлическими завесами [7].

Присосредоточенной разгрузке металлоносных рассолов по транзитным зонам на дно бассейнов карбонатного осадконакопления в результате необратимого взаимодействия рассолов и морских вод, смешивающихся в различных пропорциях, при уменьшении доли рассолов по мере удаления от места их излияния образуются сингенетические (осадочно-экспфильтрационные) рудные тела [4, 11].

Стратиформные свинцово-цинковые руды участвуют в комплексе длительных геологических процессов преобразования карбонатных осадков и пород, которые начинаются с частичной регенерации рудного вещества еще на стадиях диагенеза и эпигенеза [12].

Большое значение в преобразовании руд имеют высокотемпературные гидротермальные растворы, омывающие руды в процессе складчато-разрывных нарушений. Этот гидротермальный метаморфизм выражается в перегруппировке и переотложении рудного вещества с частичным изменением формы рудных тел [1].

Углубление процесса приводит к интенсивной регенерации рудного вещества и его переотложению с формированием новых рудных тел в субпластовых срывах, зонах послыйного брекчирования, полостях отслоения и секущих тектонических нарушениях или образованию зон рассеянной свинцово-цинковой минерализации.

Можно допустить, что при этом возникают месторождения свинца и цинка, в том числе и жильные, потерявшие в значительной мере или полностью связи с первичными стратиформными концентрациями.

Регенерация рудного вещества стратиформных свинцово-цинковых месторождений при их контактовом метаморфизме происходит под воздействием тепловых полей, формирующих контактовые ореолы гранитоидных массивов, и наиболее ярко проявляется в скарнировании первично стратиформных руд и образовании свинцово-цинковых руд в скарнах.

Трансформация структур месторождений и формы первичных стратиформных свинцово-цинковых рудных залежей, перераспределение и регенерация рудного вещества при всех типах преобразований создают новые геологические обстановки нахождения месторождений. Масштабы изменений и их сочетания в той или иной степени влияют на методику прогнозных и поисковых работ [12].

В заключение авторы считают необходимым отметить, что стратиформные месторождения свинцово-цинковых руд в карбонатных породах занимают ведущее положение в мировой добыче свинца и цинка. Главные отличительные признаки этих месторождений – однотипность и простота минерального состава руд (галенит, сфалерит, пирит, иногда барит, халькопирит, реже флюорит), устойчивая приуроченность к карбонатным толщам геологических формаций осадочных бассейнов, которые размещаются на стабильных (кратонных) блоках и(или) их склонах, отсутствие, как правило, проявлений плутонизма, сближенных во времени и пространстве с накоплением рудовмещающих толщ, невысокие температуры минералообразования. При общности стратиформных свинцово-цинковых месторождений по указанным признакам они достаточно разнообразны по индивидуальным особенностям: обстановкам нахождения и формирования, ассоциации с различными, хотя и близкими по набору пород

геологическими формациями и субформациями, отличающимся в элементном и минеральном составе руд и ряду других признаков. Типизация рассматриваемых месторождений на основе анализа обстановок их нахождения выполнена в настоящей работе для целей совершенствования методики их прогноза, поисков и оценки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беленицкая Г.А., Романовский С.И., Феоктистов В.П. Тектоно-магматическое моделирование и прогнозно-минералогический анализ основных геодинамических групп рудоносных осадочных бассейнов России. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 2001.
2. Геология и генезис стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах хребта Каратау / В.П.Стеценко, А.И.Донец, Н.Н.Севрюгин и др. – М.: Недра, 1989.
3. Геолого-поисковые модели стратиформных свинцово-цинковых месторождений в вулканогенных и карбонатных толщах / А.И.Донец, И.В.Крейтер, Н.Г.Кудрявцева, И.П.Пугачева // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 223. С. 20–29.
4. Горжевский Д.И., Павлов Д.И. Современное состояние и проблемы свинцово-цинковых месторождений стратиформного типа (эндогенные и экзогенные факторы формирования) // Литогенез и рудообразование (критерии разграничения экзогенных и эндогенных процессов). – М.: Недра, 1989.
5. Донец А.И., Емельянов С.А., Тарасов А.С. Многофакторные модели стратиформных свинцово-цинковых месторождений. Атлас. – М.: ЦНИГРИ, 1994.
6. Донец А.И., Зорин Е.С., Титова А.П. Геологические основы поисков и поисковые признаки стратиформного оруденения в карбонатных толщах Средней Азии и Казахстана / Методика поисков и оценки месторождений цветных металлов // Тр. ЦНИГРИ. 1982. Вып. 171. С. 16–21.
7. Кисляков Я.М., Щеточкин В.Н. Гидрогенное рудообразование. – М.: Геоинформмарк, 2000.
8. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. – М.: Недра, 1989.
9. Литогеодиника и минералогия осадочных бассейнов / Е.А.Басков, Г.А.Беленицкая, С.И.Романовский и др. // Под ред. А.Д.Щеглова. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 1998.
10. Лубченко И.Ю. Геохимия свинца в осадках современных водоемов. – М.: Наука, 1977.
11. Горжевский Д.И., Карцев А.А., Павлов Д.И. и др. Парагенез металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазовых бассейнов. – М.: Недра, 1990.
12. Ручкин Г.В., Донец А.И. Гидрогенная концепция формирования рудообразующих систем стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. – М.: МГУ, 2010. С. 93–106.
13. Ручкин Г.В., Донец А.И. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
14. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. – М.: Недра, 1985.
15. Goresca E. Geological setting of Silesian-Cracow Zn-Pb deposits // Polish Institute of Geology Geological Quarterly. 1993. Vol. 37. Pp. 27–146.
16. Hutchinson R.W. Regional metallogeny of carbonate hosted ores by comparison of field relations // Society of Economic Geologists Special Publication. 1996. № 4. Pp. 8–17.

Условия формирования мезозойских и кайнозойских коллекторов алмазов Северо-Восточной Анголы

В.Н.УСТИНОВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 199155, Санкт-Петербург, ул. Одоевского, д. 24, корп. 1)

На основании проведенных литолого-фациальных и фациально-динамических исследований восстановлены условия формирования верхнемеловых алмазоносных отложений формации Калонда и палеоген-неогеновых образований группы Калахари Северо-Восточной Анголы в пределах южного борта синеклизы Конго. Установлен фациальный состав отложений, вмещающих ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) и россыпи алмазов. Показано, что поиски погребенных россыпей следует ориентировать на выявление прежде всего русловых аллювиальных залежей в основании циклита С-1 формации Калонда, образованных в активных динамических обстановках и выполняющих транзитные палеодолины. Возможно обнаружение мелких месторождений в делювиальных отложениях и русловых фациях меандрирующих рек, залегающих выше по разрезу. Отложения верхних частей циклитов, сформированных в малоактивных и пассивных динамических обстановках аллювиальных равнин, как правило, неалмазоносны.

При поисках коренных месторождений необходимо учитывать, что русловые аллювиальные, делювиальные и озерные ореолы рассеяния ИМК в отложениях формации Калонда удалены от кимберлитовых трубок на близкие и умеренные расстояния. Фациальная интерпретация различных литотипов отложений позволяет реконструировать палеогеографические условия формирования ореолов, восстанавливать пути транспортировки ИМК и алмазов, оконтуривать области сноса и аккумуляции, что в конечном итоге дает возможность выделять участки локализации кимберлитовых тел.

Ключевые слова: терригенные коллекторы алмазов, фация, динамический тип, россыпь, коренной источник, месторождение, кимберлитовая трубка, Северо-Восточная Ангола.

Устинов Виктор Николаевич



alrosaspb@mail.ru

Conditions of formation of Mesozoic and Cenozoic diamond-bearing rocks of North-Eastern Angola

V.N.USTINOV (Federal State Unitary Enterprise Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, FSUE TsNIGRI)

Conditions of formation of diamond-bearing rocks of Upper Cretaceous Calonda Formation and Paleogene-Neogene Kalahari Group of North-Eastern Angola within the southern slope of Congo syncline were reconstructed based on lithological-facial and facial-dynamic studies. Facial composition of formations hosting dispersion haloes of kimberlite indicator minerals (KIMs) and diamond placers is found. It is shown that prospecting for buried placers should be focused on identification of channel alluvial deposits in the base of C-1 cyclite of Calonda Formation which were formed in active dynamic environments and fill transit paleovalleys. It is possible to discover small-scale deposits in talus sediments and channel facies of meandering rivers occurring up the section. Formations of upper parts of cyclites formed in inactive and passive environments of alluvial valleys which are, as a rule, nondiamondiferous.

In prospecting for primary diamond deposits one should take into account that channel alluvial, talus and lacustrine KIMs dispersion haloes in Calonda Formation are transported from kimberlite pipes at short and moderate distances. Facial interpretation of various lithological types allows to reconstruct paleogeographic environments of haloes formation, to restore KIMs and diamonds transport avenues, to delineate denudation and accumulation areas which makes possible to distinguish sites of kimberlite bodies location.

Key words: terrigenous diamond-bearing rocks, facies, dynamic type, placer, primary source, deposit, kimberlite pipe, North-Eastern Angola.

На Северо-Востоке Анголы установлено более 700 кимберлитовых тел, объединенных в 12 полей (рис. 1), что ставит эту территорию в разряд уникальных по масштабам проявления кимберлитового магматизма. Возраст кимберлитов – 133–112 млн. лет [6–10]. Тела представлены в основном трубками взрыва, размеры которых варьируют в широких пределах: от 0,1 до 160 га. В их число входят 14 кимберлитовых трубок, являющихся действующими или потенциальными месторождениями алмазов с содержаниями 0,5–1,0 кар./т.

Отличительная черта Северо-Восточной Анголы, располагающейся в пределах южного борта синеклизы Конго, – широкое распространение проявлений россыпной алмазоносности. В 2016 г. на ее территории было добыто более 9 млн. карат алмазов, в том числе около 2 млн. карат из мезозойских и кайнозойских россыпей.

Значительная часть выявленных кимберлитовых тел находится в долинах рек в экспонированном состоянии. Это объясняется тем, что поисковые работы были сосредоточены в основном на открытых площадях, являющихся наиболее простыми для обнаружения кимберлитовых тел. На Северо-Востоке Анголы открытые территории составляют всего 20 % от общей площади. В то же время поисковые работы в последнее время направлены на открытие погребенных месторождений алмазов (рис. 2). Глубины залегания выявленных в 2010–2017 гг. коренных месторождений достигают 60–70 м, а древних россыпей – до 40–45 м. При больших мощностях перекрывающих отложений разработка россыпей считается пока нерентабельной.

В настоящее время основные перспективы алмазоносности территории связаны с погребенными раннемеловыми кимберлитовыми трубками, которые перекрыты толщей терригенных коллекторов алмазов мощностью до 100 и более метров. Перекрывающие образования представлены позднемеловыми отложениями формации Калонда, палеоген-неогеновыми образованиями группы Калахари и четвертичными осадками. Значительным потенциалом алмазоносности обладают древние позднемеловые россыпи.

Прогнозирование и поиски погребенных месторождений обычно происходят по заключенным в них ореолам рассеяния индикаторных минералов кимберлитов и родственных пород (ИМК): пиропу, пикроильмену, хромшпинелиду, хромдиопсиду и другим, а также алмазу, которые занимают закономерное положение в разрезах отложений и заключены в определенных фациальных, динамических типах пород и формах палеорельефа. Ореолы характеризуются повышенными содержаниями ИМК относительно фоновых и нередко включают промышленные россыпи алмазов.

Восстановление условий формирования древних терригенных коллекторов формации Калонда и группы Калахари, наиболее приближенных ко времени формирования кимберлитов, является крайне актуальной задачей. Такие исследования позволяют выявить

фациальный состав и динамические типы отложений, которые характеризуются определенными способами и дальностью транспортировки продуктов разрушения кимберлитов, особенностями их палеогеоморфологической позиции, что в конечном итоге влияет на выбор методики геологоразведочных работ и оценку перспектив россыпной и коренной алмазоносности площадей.

При фациальном расчленении терригенных коллекторов алмазов, проводимом как по керну скважин, так и по обнажениям, исследовался комплекс признаков, главными из которых являются: структура и гранулометрический состав отложений; текстурные особенности пород (типы и характер слоистости и слоеватости); особенности внутреннего строения разрезов; степень насыщенности разрезов растительным детритом; частота встречаемости и сохранность фаунистических остатков; взаимоотношение с другими фациями в разрезах и на площади; положение в палеорельефе; сходство с аналогичными современными осадками, фациальная принадлежность которых четко установлена [3].

Под динамическим типом понимается совокупность отложений, сформированных в различных фациальных обстановках под воздействием гидродинамических сил различной интенсивности (активных, малоактивных, пассивных).

Разрезы мезозойских и кайнозойских коллекторов представлены циклитами различных порядков, которые хорошо прослеживаются по площади (рис. 3). Формация Калонда является циклитом II порядка (C), который состоит из двух циклитов меньшего ранга (C-1 и C-2). Группа Калахари (K) представлена одним циклитом I порядка.

На основании проведенного литолого-фациального анализа предложена схема фациального расчленения отложений формации Калонда и группы Калахари южного склона синеклизы Конго (рис. 4). В составе отложений формации Калонда выделяются делювиальная, аллювиальная и озерная макрофации (табл. 1).

Делювиальные отложения (до 3,0 м) представлены слабосортированными глинистыми песками с редким гравием и галькой. Обломочный материал характеризуется различными классами окатанности. Гальки кварца чаще всего хорошо окатаны и поступали, вероятно, из более древних терригенных коллекторов. Обломки пород ближайшего геологического окружения (песчаники, алевролиты, гранитоиды и др.) не окатаны или слабо окатаны. В отложениях развита пологая наклонная или косая слоеватость, обусловленная ориентировкой обломочного материала. Эмпирические полигоны распределения (ЭПР) песчаных фракций чаще полимодальные и бимодальные (рис. 5, табл. 2). Делювиальные отложения установлены в отложениях пакета C-1. Они залегают на склонах речных долин и предполагаются на склонах тектонических депрессий, по простиранию замещаются аллювиальными и озерными образованиями. В них установлены ореолы рассеяния

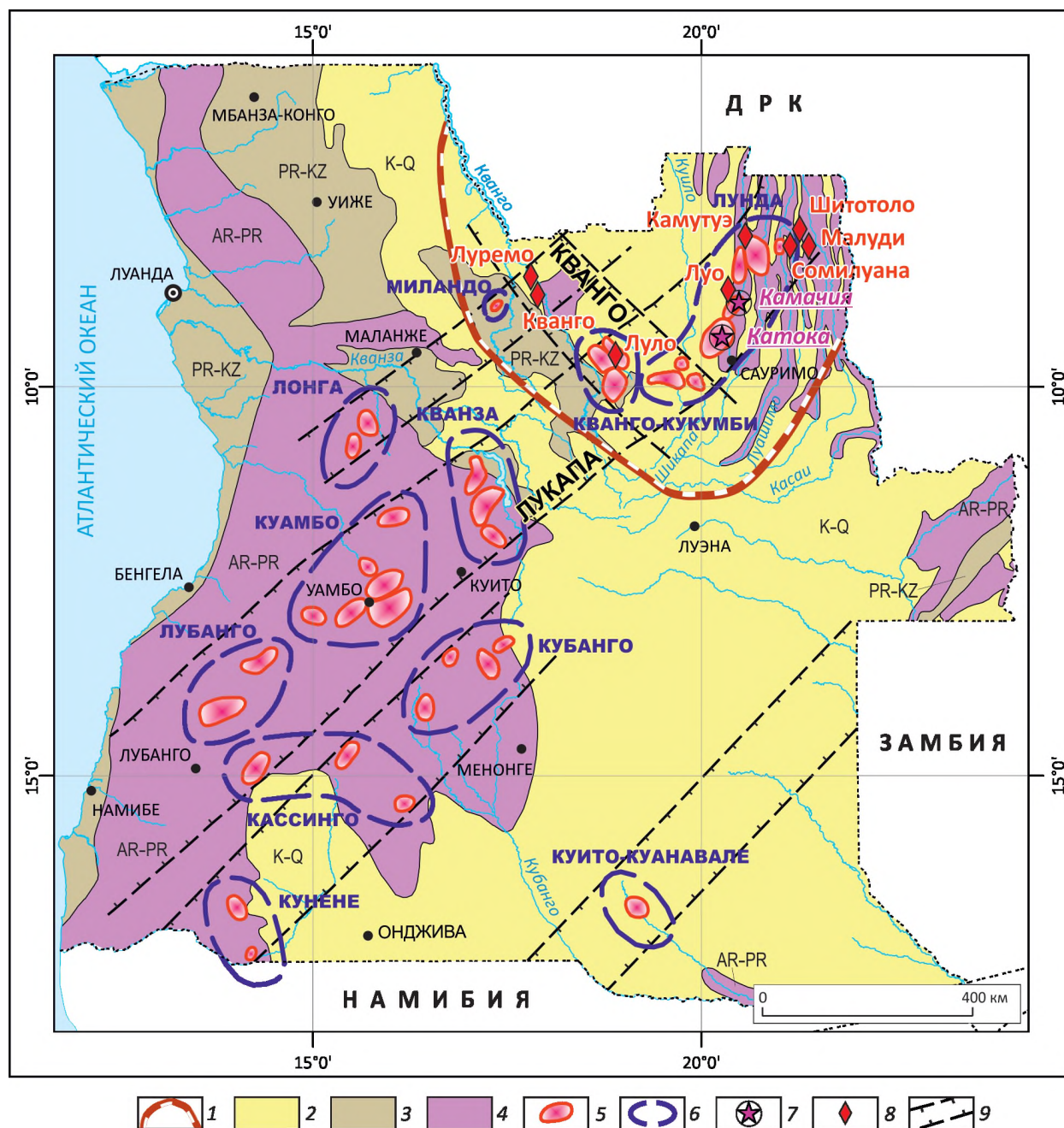


Рис. 1. Территория исследований алмазоносных отложений Северо-Востока Анголы:

1 – территория исследований; 2 – терригенные коллекторы алмазов мезозоя (формация Калонда) и кайнозоя (группа Калахари); 3 – протерозойско-кайнозойские образования платформенного чехла; 4 – архейско-протерозойские породы кристаллического основания; 5 – кимберлитовые поля; 6 – кимберлитовые районы; 7–8 – месторождения алмазов: 7 – в раннемеловых кимберлитах, 8 – в позднемеловых отложениях формации Калонда; 9 – кимберлитоконтролирующие зоны

ИМК. Промышленные россыпи к настоящему времени не известны, хотя присутствуют россыпные проявления с содержаниями до 0,1 кар./м³.

Аллювиальные отложения представлены мелко-цикличнопостроенными толщами пород, постепенно

грубеющих вниз по разрезу каждого циклита от глинистых алевролитов или тонкозернистых песчаников до грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов. Циклиты перекрывают друг друга со следами явного размыва.

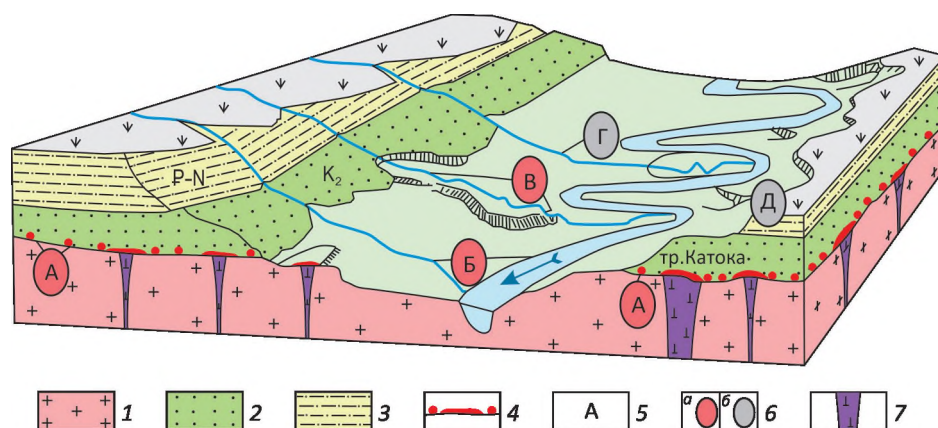


Рис. 2. Геологическая позиция кимберлитовых трубок Северо-Восточной Анголы. По работе [5] с дополнениями:

1 – породы архейско-раннепротерозойского фундамента; 2–3 – терригенные коллекторы алмазов: 2 – позднемеловые, 3 – палеоген-неогеновые; 4 – ореолы рассеяния ИМК, вмещающие россыпи алмазов; 5 – генетические типы россыпей (буквы в овалах): А – аллювиальные (мелких водотоков) в отложениях формации Калонда, сформированные за счет прямого размыва кимберлитов (первичные), Б – аллювиальные (мелких водотоков), сформированные за счет размыва позднемеловых конгломератов и коренных источников (смешанные), В – делювиальные (смешанные) на пологих склонах, Г – аллювиальные в днищах крупных рек (смешанные или вторичные), Д – аллювиальные на террасах крупных рек (смешанные или вторичные); 6 – содержание алмазов в россыпях (кар./м³): а – 0,05–0,5 и б – <0,05; 7 – раннемеловые кимберлитовые трубки

Грубообломочные разности (от 0,2–0,5 до 5–6 м), залегающие в основании элементарных циклитов, характеризуются грубой косою (20–25°) слоистостью и слоеватостью. В разрезе отложений пакета С-1 они выполняют четко выраженные отрицательные формы палеорельефа глубиной врез до 10–15 м, которые интерпретируются как транзитные палеодолины, возникшие на этапе максимальной активизации тектонических движений в позднемеловое время. В отложениях нижнего пакета формации Калонда эти образования, характеризующиеся наиболее грубым литологическим составом, интерпретируются как русловые фации транзитных рек. В составе этих образований встречается разноразмерный крупнообломочный материал, представленный преимущественно плохо окатанными местными породами (песчаниками, гранитоидами и др.), реже – хорошо окатанными гальками кремней и кварца. Породы плохо отсортированы (см. табл. 2), отличаются преимущественно бимодальными распределениями ЭПР. Именно в этих фациях встречаются все известные промышленные россыпи алмазов южного склона синеклизы Конго. Содержания алмазов чаще всего составляют 0,1–0,3 кар./м³ (иногда до 0,5 кар./м³), месторождения отрабатываются открытым способом.

В нижней части разреза отложений пакета С-2 русловая фация представлена чаще всего разноразмерными песчаниками, иногда с гравием и галькой, реже гравелитами и конгломератами. Выше по разрезу они сменяются разноразмерными косослоистыми (до 20–25°)

песчаниками, образующими разнонаправленные серии мощностью 0,5–1,0 м. Степень сортировки отложений выше, чем у русловой фации транзитных рек. ЭПР одномодальные, с хвостом грубых фракций, реже бимодальные. Отложения этого типа формировались в условиях меандрирующих водотоков в пределах широко развитых во время образования пакета С-2 озерно-аллювиальных равнин. На основании комплекса признаков они отнесены к русловой фации меандрирующих рек. Отложения алмазоносны, но промышленные россыпи не известны.

Вверх по разрезам и по простиранию русловые фации сменяются пойменными отложениями (0,5–1,0 м), представленными мелко-, среднезернистыми песчаниками, которые характеризуются пологой (5–7°) косою, волнистой и линзовидной слоистостью, характерно укрупнение зернистости вниз по разрезу. Сортировка отложений средняя и слабая, ЭПР одномодальные. Отложения пойм в разрезе и по простиранию замещаются русловыми и старичными фациями. Залегают в средних и верхних частях элементарных циклитов. В средних частях разрезов пакетов С-1 и С-2 пойменные отложения чередуются чаще всего с русловыми образованиями.

Наиболее полные разрезы элементарных аллювиальных циклитов обычно венчаются старичной фацией, которая представлена алевритистыми глинами бурого цвета мощностью 0,3–0,5 м. Они залегают в виде линз, имеющих четко выраженные контакты с ниже-

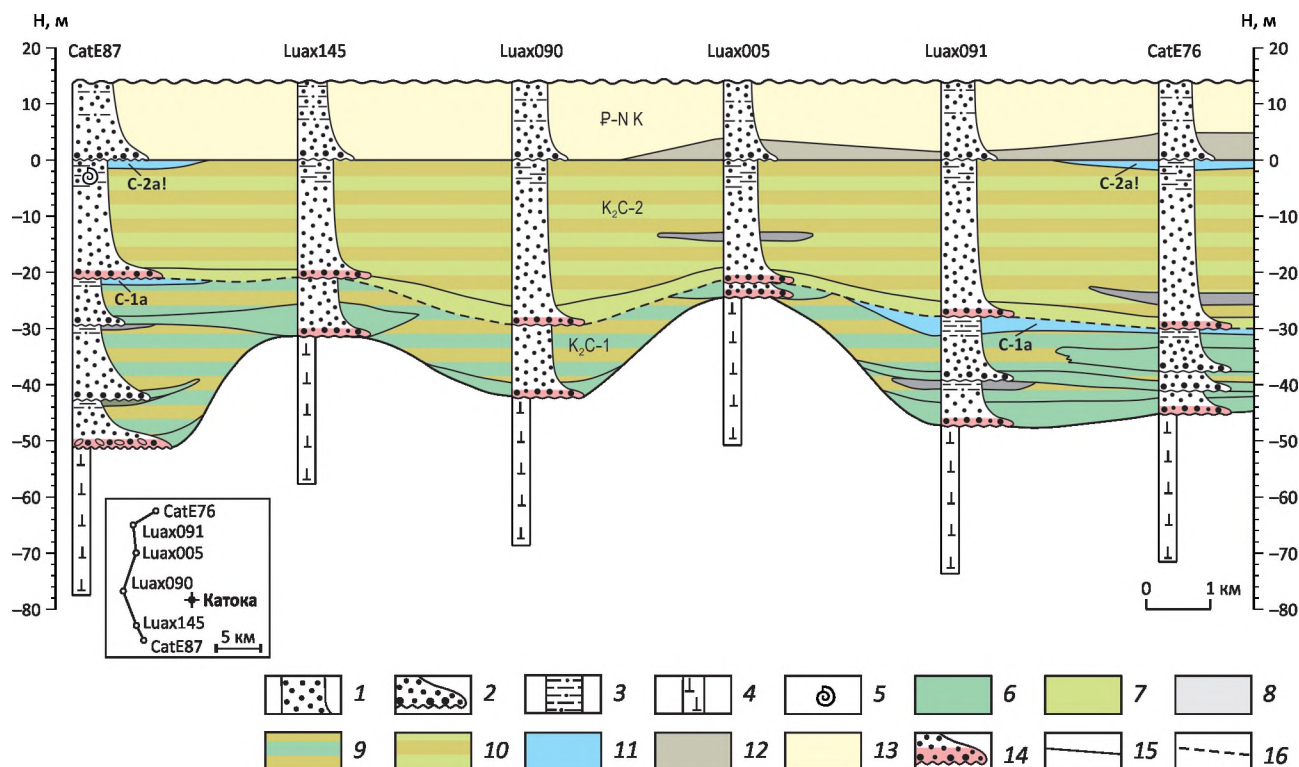


Рис. 3. Литолого-фациальный разрез алмазонасных отложений формации Калонда и группы Калахари (за нулевой уровень принята кровля маркирующего горизонта C-2a!):

1 – песчаники, грубеющие вниз по разрезу; 2 – гравелиты и конгломераты; 3 – алевриты и глины; 4 – породы кимберлитовых трубок; 5 – находки фаунистических остатков; 6–13 – фации и макрофации: 6 – русловая транзитных рек, 7 – русловая меандрирующих рек, 8 – старичная, 9 – чередование русловой фации транзитных рек и пойменной, 10 – чередование русловой фации меандрирующих рек и пойменной, 11 – озерная, 12 – пролювиальная, 13 – золовая; 14 – отложения, содержащие алмазы и ИМК; 15–16 – границы: 15 – фациальные, 16 – стратиграфические (циклов C-1 и C-2)

вышележащими отложениями, для них характерна горизонтальная, линзовидная и пологоволнистая тонкая слоистость. Мощность слоев чаще всего составляет 0,1–0,2 мм. ЭПР одномодальные, открыты в сторону тонких фракций.

Озерные отложения представлены чаще всего глинистыми алевритами, реже алевритистыми глинами и тонкозернистыми песками. Для них характерна горизонтальная, линзовидная или пологоволнистая тонкая (0,1–0,3 мм) слоистость. ЭПР одномодальные, с хвостом грубых фракций. В составе этой макрофации выделяются озерная фация озерно-аллювиальных равнин и озерная фация тектонических депрессий.

Фация озерно-аллювиальных равнин залегает в верхних частях пакетов C-1 и C-2 и составляет маркирующие горизонты толщи C-1a и C-2a!. Они образуют крупные линзы мощностью 1,0–1,5 м, имеющие четкие контакты. Образование отложений озерной фации знаменует этапы тектонической стабилизации территории, которые соответствуют максимальным трансгрессивным фазам морского бассейна, существовавшего за

пределами южного склона синеклизы Конго. ИМК в этих отложениях не установлены.

Озерная фация тектонических депрессий в областях развития этих форм рельефа полностью слагает разрезы формации Калонда, которые в их пределах имеют мощности до 120 м. Типичным примером является депрессия на площади Луанге (80 км юго-западнее трубки Катока). Особенность озерных отложений – наличие в них ореола рассеяния ИМК ближнего переноса, сформированного в результате размыва кимберлитовых тел поля Луанге.

Отложения формации Калонда перекрыты образованиями толщи Калахари (табл. 3) мощностью от 10 до 40 м. Они представлены, как правило, разнозернистыми охристыми однородными песками, отложение которых происходило преимущественно в золовых обстановках. На контакте отложений формаций Калонда и Калахари в ряде случаев хорошо прослеживается маркирующий горизонт латеритной коры выветривания (0,5–1,0 м), развитой по верхней части разреза отложений позднего мела.

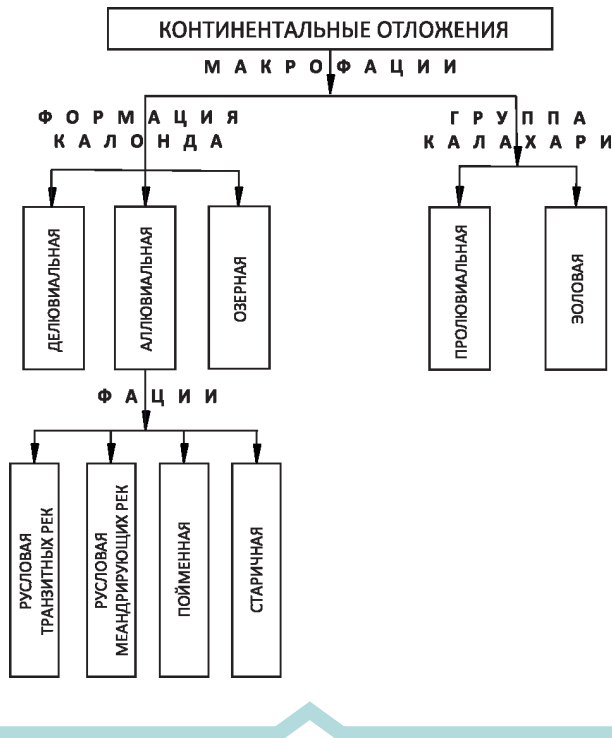


Рис. 4. Схема фациального расчленения отложений формации Калонда и группы Калахари

Проллювиальные отложения (0,5–0,7 м) залегают чаще всего в основании разреза формации Калахари, с разрывом перекрывая подстилающие образования. Представлены слабосортированными гравийно-галечными отложениями, реже разнородными песками с гравием и галькой. Залегают в виде линз, выполняя мелкие эрозионные ложбины в толще эоловых отложений. Вмещают ореолы рассеяния ИМК и единичные алмазы.

Эоловые отложения (до 40 м) представлены красно-бурыми тонкозернистыми алевритистыми песками с незначительной примесью глинистой фракции, преимущественно слабосортированными. Слоистость, как правило, отсутствует. Лишь местами встречаются отдельные линзочки (1–2 мм), сложенные более грубым песчаным или более тонким глинисто-алевритовым материалом. Линзочки горизонтальные или пологокосые (5–7°). ЭПР одномодальные. Ореолов рассеяния ИМК не содержат.

По особенностям динамических условий седиментации терригенные коллекторы алмазов формаций Калонда и группы Калахари объединяются в три типа: активный, малоактивный и пассивный (см. табл. 4 и рис. 5).

Активный динамический тип отложений представлен конгломератами, гравелитами и песчаниками (от тонкозернистых до грубозернистых). Характерно преобладание полимодальных и бимодальных структур ЭПР. Степень отсортированности изменяется от плохой до средней, медиана – от 0,17 до 0,38 мм, асимметрия

может быть как положительной, так и отрицательной, эксцесс среднепологовершинный и пологовершинный. Транспортировка частиц происходила способом качения (волочения), сальтации и во взвешенном состоянии, в условиях устойчиво-поступательной среды седиментации. К отложениям активного динамического типа относятся аллювиальные русловые образования транзитных и меандрирующих рек, а также проллювиальная макрофагия, которые формировались в условиях умеренного и ближнего переноса. С русловой фацией транзитных рек связаны все известные дочетвертичные промышленные россыпи алмазов южного склона синеклизы Конго.

Малоактивный динамический тип отложений представлен преимущественно тонко-, среднезернистыми глинистыми песками и алевритами (алевролитами), иногда с гравием и галькой. Отложения преимущественно слабо отсортированы. Преобладают бимодальные и одномодальные распределения, часто открытые на тонкозернистых фракциях. Характерны пологовершинные и среднепологовершинные кривые распределения, положительные (преимущественно для эоловых и пойменных отложений) и отрицательные значения асимметрии. Медиана изменяется от 0,08 до 0,37 мм. Малоактивный тип отложений включает делювиальную, эоловую макрофагии, пойменную фацию транзитных и меандрирующих рек и озерные отложения тектонических депрессий.

Для делювиальных отложений характерна транспортировка обломочного материала способами качения и течения осадков под действием силы тяжести. Перемещение пойменных отложений происходило в условиях прерывисто-поступательных движений среды преимущественно сальтацией, реже во взвеси.

В озерных отложениях, выполняющих тектонические депрессии, встречаются ореолы рассеяния ИМК (поле Луанге), удаленные на относительно незначительные расстояния от коренных источников. Дальность переноса ИМК не превышает 15–16 км. Отметим, что перемещение зерен кимберлитовых минералов до их поступления в конечные бассейны стока происходило при участии склоновых и аллювиальных процессов.

Россыпи алмазов в отложениях малоактивного динамического типа не выявлены, хотя делювиальные отложения местами алмазоносны. Ореолы рассеяния формировались преимущественно в условиях ближнего, реже умеренного переноса.

Пассивный динамический тип отложений представлен алевритистыми глинами, алевритами, реже тонкозернистыми песками. Характерны одномодальные структуры ЭПР, кривые среднепологовершинные и крутовершинные. Асимметрия преимущественно отрицательная, иногда характеризуется положительными значениями. Значения медианы изменяются от 0,06 до 0,2 мм. Степень сортировки осадка слабая. Материал глинистой и алевритовой размерности перемещался в

1. Основные литолого-фациальные особенности терригенных коллекторов алмазов формации Калонда Северо-Восточной Анголы

Формация	Макрофация	Фация	Структура и вещественный состав	Слоистость (мощность слоев, см)	Положение в палеорельефе	Взаимоотношение с другими фациями	Положение в разрезах толщ	Наличие ореолов ИМК, алмазов, (кар./м ³)
Калонда (С)	Делювиальная (Д)		Пески глинистые с редкими гравием и галькой, слабо и плохо сортированные	Местами наклонная, пологая косая слоистость	Склоны транзитных палеодолин и тектонических депрессий	По простиранию замещаются аллювиальными и озерными отложениями	Нижние и средние части циклита С-1	Ореолы, (<0,1)
		Русловая (транзитных рек) (Ар1)	Конгломераты, гравелиты, реже песчаники р/з, с галькой и валунами; сортировка плохая.	Грубая косая слоистость, слоистость, до 20–25°	Днища транзитных палеодолин	Парагенетически связаны с пойменными фациями	Нижняя часть циклита С-1	Ореолы, (0,1–0,3 до 0,5)
	Аллювиальная (А)	Русловая (меандрирующих рек) (Ар2)	Песчаники р/з, гравелиты, реже конгломераты; сортировка различная	Косая слоистость (до 20–25°), образующая разнонаправленные серии (от 0,5 до 1,0)	Озерно-аллювиальные равнины	Парагенетически связаны с пойменными фациями	Средняя и верхняя часть циклитов С-1 и С-2	Ореолы, (<0,1)
		Пойменная (Ап)	Песчаники м/з-с/з, средне- и слабосортированные	Пологокосая, 5–7°, пологоволнистая, линзовидная (0,1–0,5)	Днища палеодолин	Замещаются русловыми и старичными фациями	Средняя и верхняя часть циклитов С-1 и С-2	Редкие ИМК
		Старичная (Ас)	Алевриты, глины, средне- и слабосортированные	Горизонтальная, линзовидная, пологоволнистая (0,1–0,2)	Днища палеодолин	В разрезах и полатерали сменяются пойменными фациями	Средняя и верхняя часть циклитов С-1 и С-2	Отсутствуют
		Озерная (озерно-аллювиальных равнин) (Ор)	Алевриты, глины, пески т/з, сортировка различная	Линзовидная, (0,1–0,2)	Озерно-аллювиальные равнины	Венчают разрезы аллювиальных фаций	Верхняя часть циклитов С-1 и С-2	Отсутствуют
	Озерная (О)	Озерная (тектонических депрессий) (От)	Алевриты, пески т/з	Горизонтальная, линзовидная, пологоволнистая (0,1–0,3)	Тектонические депрессии	По простиранию замещаются делювиальными и аллювиальными фациями	Местами слагают полные разрезы толщ	Ореолы

Примечание. р/з – разноразмерные, с/з – среднеразмерные, м/з – мелкозернистые, т/з – тонкозернистые.

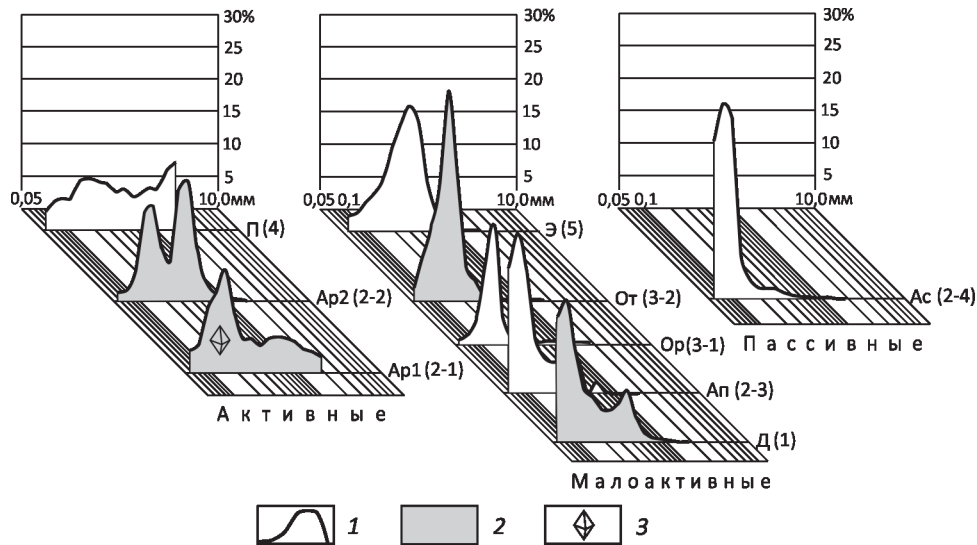


Рис. 5. Динамические типы и фации алмазоносных отложений формации Калонда (1–3) и группы Калахари (4–5) Северо-Восточной Анголы:

1 – эмпирические полигоны распределения песчаной фракции отложений; 2 – фации, вмещающие ореолы рассеяния ИМК; 3 – фации, содержащие промышленные россыпи; индексы и номера соответствуют фациям в табл. 2.

основном во взвешенном состоянии, тонкозернистые песчаные осадки транспортировалась путем сальтации. Преобладание отрицательных значений асимметрии и характер кривых указывают на незначительную динамику среды осадконакопления, которая характеризовалась, главным образом, статическим режимом седиментации при подчиненной роли прерывисто-поступательного.

Пассивный динамический тип отложений включает аллювиальные старичные фации. В отложениях пассивного типа пересортировки ИМК не происходило, и они отлагались в непосредственной близости от областей их поступления.

Комплексные исследования алмазоносных отложений позволили реконструировать палеогеографические обстановки времени размыва коренных источников, аккумуляции ИМК и алмазов в ореолах рассеяния, россыпях (рис. 6) и сделать ряд выводов.

К концу раннего мела территория южного борта синеклизы Конго представляла собой пологохолмистую предельно выположенную поверхность денудационного выравнивания (пенеплен), на поверхности которой в условиях влажного жаркого климата формировались коры выветривания каолинитового состава. Процессы гипергенеза кимберлитовых пород приводили к существенному обогащению алмазами верхних горизонтов трубок. Коэффициент обогащения элювия для известных тел варьирует от 2 до 6 [2, 4]. Поэтому в подобных условиях кимберлиты даже с относительно низкими содержаниями алмазов могли создавать богатые элю-

виальные россыпи. Следует учитывать, что содержания различных ИМК в каолининовых корках выветривания также отличаются от их концентраций в кимберлитах за счет коррозии или полного растворения менее устойчивых к химическому выветриванию хромдиопсидов, пиропов, реже пикроильменитов и увеличения содержания хромшпинелидов. Отчасти этим объясняется незначительное количество ИМК в ореолах, заключенных в отложениях формации Калонда.

В позднем мелу во время активизации тектонических движений и слабых воздыманий территории начинается эрозионная деятельность, которая приводит к заложению речных долин, размыву кор выветривания и формированию аллювиальных русловых и делювиальных россыпей алмазов и ореолов рассеяния ИМК, залегающих в основании циклита С-1.

Глубина вреза речных долин варьирует от 10 до 60 м. Они характеризуются блюдцеобразными поперечными профилями с шириной днищ до 10–15 км и пологими склонами (15–20°). Уклоны продольных профилей древних речных долин были весьма пологими и составляли менее 1 м/км. Такие уклоны обычно характерны для водотоков с относительно низкими скоростями потоков, не превышающими в среднем первых м/сек. Основные направления переноса обломочного материала были ориентированы с юга на север в сторону центральных частей синеклизы Конго. Кайнозойская генерация речных долин, выраженная в современном рельефе, не связана с эрозионными формами позднемелового этапа, она унаследовала лишь общие направления.

2. Основные гранулометрические характеристики песчаных фракций отложений формации Калонда и группы Калахари Северо-Восточной Анголы

Формация, группа	Макрофашия	Фашия	Характеристика кривых распределения (номера см. на рис. 5)	Md, мм	Стандартное отклонение, Ф	Асимметрия, Ф	Экспесс, Ф
Калонда	Делювиальная (Д)		Полимодалыные и бимодалыные, редко одномодалыные (1)	0,08–0,16	0,83–1,37	(–0,61)–0,06	0,79–1,56
	Аллювиальная (А)	Русловая (транзитных рек в палеодолинах) (Ар1)	Бимодалыные (2-1)	0,17–0,38	1,3–1,78	(–0,46)–(–0,12)	0,58–0,82
		Русловая (меандрирующих рек на озерно-аллювиальных равнинах) (Ар2)	Одномодалыные, редко бимодалыные (2-2)	0,17–0,3	0,39–1,05	0,00–0,33	0,76–1,38
		Пойменная (Ап)	Бимодалыные, реже одномодалыные (2-3)	0,13–0,31	0,63–1,15	(–0,35)–0,18	0,83–1,56
		Старичная (Ас)	Одномодалыные с хвостом грубых фракций, открыты в сторону тонкой фракции (2-4)	0,06–0,14	0,53–0,90	(–0,69)–0,07	0,89–1,8
	Озерная (О)	Озерная (озерно-аллювиальных равнин) (Ор)	Одномодалыные с хвостом грубых фракций (3-1)	0,13–0,2	0,39–0,91	0,08–0,1	1,17–1,28
		Озерная (тектонических депрессий) (От)	Одномодалыные с хвостом грубых фракций (3-2)	0,13–0,7	0,46–0,64	0,01–0,18	0,75–1,42
Калахари	Пролувиальная (П)		Полимодалыные, часто одномодалыные (4)	0,21–0,38	0,9–1,55	(–0,04)–0,28	0,7–0,98
	Эоловая (Э)		Одномодалыные (5)	0,17–0,28	0,69–1,08	(–0,05)–0,26	0,93–1,25

Наряду с речными долинами, в пределах южного склона синеклизы Конго в позднем мелу закладываются малоамплитудные тектонические депрессии. Одна из них изучена в районе кимберлитового поля Луанге (см. рис. 6). Депрессия прослеживается в северо-восточном направлении и имеет глубину около 100 м. Ширина днища около 15 км, ширина по бровке составляет 30–40 км. На склонах депрессии и прилегающих водораздельных пространствах расположены два куста кимберлитовых тел: Юго-Восточный и Северо-Западный Луанге. За счет их денудации образован озерный ореол рассеяния, заключенный в образованиях формации Калонда мощностью до 100 м, которые выполняют тектоническую форму, и перекрывающих эоловых и пролювиальных отложениях группы Калахари (до 40 м).

Для ореолов рассеяния, установленных в отложениях формации Калонда, намечается тесная пространственная связь с известными кимберлитовыми телами. Встречаются практически неперемещенные ореолы и

россыпи на кимберлитовых телах или в непосредственной близости от них на расстояниях от первых километров до 10–15 км. К завершению образования циклита С-1 рельеф территории существенно выполаживается, а отрицательные формы рельефа заполняются коррелятными осадками. Образование формации Калонда завершается образованием аккумулятивной поверхности выравнивания на значительной части территории, а отложения циклита С-1 перекрывают большую часть раннемелового пенеплена. Лишь на отдельных наиболее возвышенных участках кимберлитовые трубки выходят на дневную поверхность. За счет их денудации образуются ореолы рассеяния ИМК в отложениях циклита С-2 формации Калонда и мелкие аллювиальные россыпные проявления.

Пролувиальные ореолы рассеяния ИМК, установленные в отложениях палеоген-неогеновой группы Калахари, сформированы преимущественно за счет размыва подстилающих отложений формации Калонда.

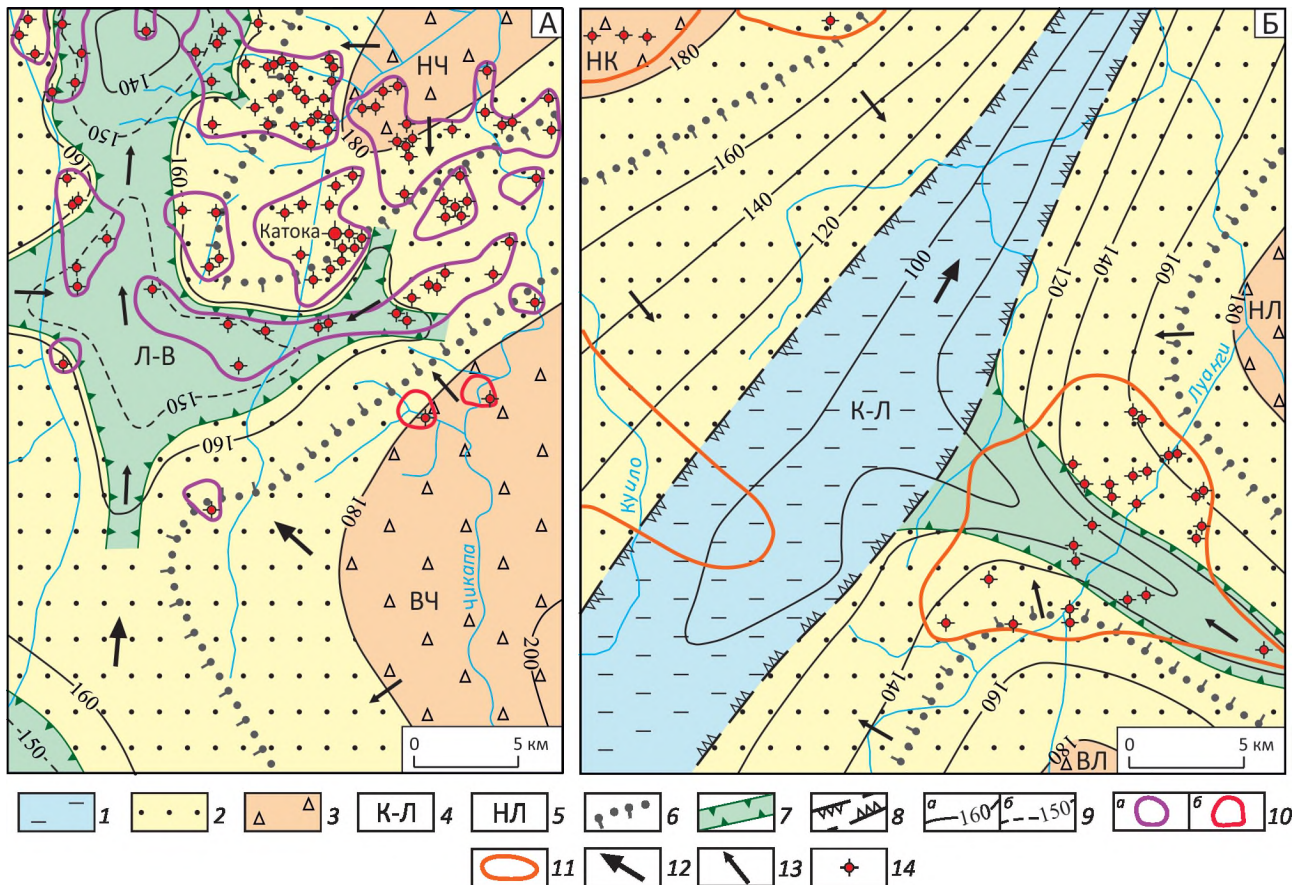


Рис. 6. Палеогеографические схемы позднемелового времени кимберлитовых полей Катока (А) и Луанге (Б) района Лунда на начало формирования формации Калонда:

1–8 – формы и элементы позднемелового рельефа: 1–3 – мегаформы: 1 – субгоризонтальная аккумулятивная низменная равнина, 2 – слабовозвышенная денудационная пологонаклонная равнина; 3 – пологохолмистая денудационная равнина, 4–5 – макроформы: 4 – впадины (Лова (Л-В), Куила (К-Л)), 5 – возвышенности (Верхняя Чикапа (ВЧ), Нижняя Чикапа (НЧ), Верхняя Луанге (ВЛ), Нижняя Луанге (НЛ) и Нижняя Куила (НК)), 6 – границы макроформ, 7–8 – мезоформы: 7 – речные долины, 8 – днища тектонических депрессий; 9 – изогипсы реконструированного рельефа: а – достоверные, б – предполагаемые; 10 – морфогенетические типы ореолов ИМК регрессивной фазы: а – аллювиальные русловые верховья речных долин, б – делювиальные конусы выноса; 11 – ореолы рассеяния ИМК регрессивной и трансгрессивной фаз (озерные в тектонических депрессиях); 12–13 – направления переноса обломочного материала: 12 – основные, 13 – местные; 14 – раннемеловые кимберлитовые тела

Породы кимберлитовмещающего цоколя и кимберлитовые трубки к началу ее формирования находились в погребенном состоянии.

Полученные выводы можно использовать при прогнозировании и поисках погребенных месторождений алмазов в Северо-Восточной Анголе и на сопредельных территориях.

Поиски россыпей алмазов необходимо ориентировать на выявление прежде всего русловых аллювиальных залежей в основании циклита С-1 формации Калонда, образованных в активных динамических обстановках и выполняющих транзитные палеодолины. Возможно выявление мелких месторождений в делю-

виальных отложениях и русловых фациях меандрирующих рек, залегающих выше по разрезу. Отложения верхних частей циклитов, сформированных в малоактивных и пассивных динамических обстановках аллювиальных равнин, как правило, неалмазоносны.

При поисках коренных месторождений необходимо учитывать, что русловые аллювиальные, делювиальные и озерные ореолы рассеяния ИМК в отложениях формации Калонда удалены от кимберлитовых трубок на близкие и умеренные расстояния. Поэтому правильная фациальная интерпретация различных литотипов отложений позволяет реконструировать палеогеографические условия формирования ореолов, восстанавливать

3. Основные литолого-фациальные особенности терригенных коллекторов алмазов группы Калахари Северо-Восточной Анголы

Группа	Макрофашия	Структура и вещественный состав	Слоистость (мощность слоев, см)	Положение в палеорельефе	Взаимоотношение с другими фашиями	Положение в разрезах толщ	Наличие ореолов ИМК, алмазов
Калахари (К)	Проловиальная (П)	Гравийно-галечные отложения, реже пески т/з с гравием и галькой слабоотсортированные	Не проявлена	Эрозионные ложбины	Встречаются в толщах золотых фаций	Нижняя, реже средняя часть циклита К	Ореолы, встречаются алмазы
	Эоловая (Э)	Пески р/з, слабоотсортированные	Местами линзовидная (0,1–0,2)	Эоловая равнина	Вмещают линзы пролювия	Местами слагают полные разрезы	Отсутствуют

4. Динамические типы терригенных коллекторов алмазов формации Калонда и группы Калахари Северо-Восточной Анголы

Динамические типы отложений	Фашиальный состав	Литологический состав	Гранулометрические характеристики песчаных фракций					Способы транспортировки	Характер движения среды [1]	Удаленность ореолов ИМК от источников
			Структуры ЭПР (преобладающие)	Характер кривых, в градусах Р.Фолка	Асимметрия, Ф	Медiana, мм	Сортировка в градусах Р.Фолка			
Активный	Русловые отложения транзитных и меандрирующих рек; пролювиальные отложения	Конгломераты, гравелиты, песчаники (от т/з до г/з)	Полимодалные, бимодалные и одномодалные	Пологовершинные и среднепологовершинные	(–0,46)–0,33	0,17–0,38	Средняя, слабая, плохая	Качение (волочение), сальтация, во взвеси	Устойчиво-поступательный	Ближнего и умеренного переноса
Малоактивный	Деновиальные, пойменные, озерные отложения	Пески (с/з, м/з, т/з) глинистые, иногда с гравием и галькой	Бимодалные, одномодалные	Пологовершинные, среднепологовершинные	(–0,61)–0,18	0,08–0,28	Слабая	Сальтация и во взвеси; для делювия – качение и течение осадка	Прерывисто-поступательный	Ближнего, редко – умеренного переноса
Пассивный	Старичные отложения	Глины алевитистые или алевитистые, глинистые, редко пески	Одномодалные	Среднепологовершинные, крутовершинные	(–0,69)–0,1	0,06–0,2	Слабая	Во взвеси, иногда сальтация	Статический и иногда прерывисто-поступательный	Ближнего переноса

пути транспортировки ИМК и алмазов, оконтуривать области сноса и аккумуляции, что в конечном итоге дает возможность выделять участки возможной локализации погребенных кимберлитовых тел.

В заключение хочется выразить благодарность руководству компании ЭНДИАМА, Министерству Геологии и Горного Дела Республики Ангола, Институту Геологии Республики Ангола, а также геологам ГРО «Катока», компаний Кванго Эксплорейшн, Сомилуана, Луминаш и др. за предоставленные материалы и оказанную помощь при выполнении работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казанский Ю.П. Введение в теорию осадконакопления. – Новосибирск: Наука, 1983.
2. Прокопчук Б.И. Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков. – М.: Недра, 1979.
3. Устинов В.Н. Методы палеогеографических исследований при прогнозировании и поисках погребенных месторождений алмазов // Руды и металлы. 2008. № 5. С. 27–40.
4. Устинов В.Н. Терригенные коллекторы алмазов Сибирской, Восточно-Европейской и Африканской платформ. – С-Пб: Наука, 2015.
5. Bluck B.J. Diamond mega-placers: southern Africa and the Kaapvaal craton in the global context / B.J.Bluck, J.G.Ward, M.C.J. De Wit // Geological Society: Special Publications, 248. – London, 2005. Pp. 213–245.
6. Castillo-Oliver M. Trace-element geochemistry and U-Pb dating of perovskite in kimberlites of the Lunda Norte province (NE Angola): Petrogenetic and tectonic implications / M.Castillo-Oliver, S.Gall, J.C.Melgarejo et al. // Chemical geologia. 2016. Vol. 426. Pp. 118–134.
7. Jelsma H. Tectonic setting of kimberlites / H.Jelsma, W.Barnett, S.Richards, G.Lister // Lithos. 2009. Vol. 112S. Pp. 155–165.
8. Jelsma H. Kimberlites from Central Angola: a case study of exploration findings / H.Jelsma, U.Krishnan, S.Perritt et al. // 10th International Kimberlite Conference. – Bangalore, 2012.
9. Robles-Cruz S.E. U–Pb SHRIMP geochronology of zircon from the Catoca kimberlite, Angola: Implications for diamond exploration / S.E.Robles-Cruz, M.Escayola, S.Jackson et al. // Chemical geologia. 2012. Vol. 310–311. Pp. 137–147.
10. Robles-Cruz S.E. Kimberlites associated with the Lucapa structure, Angola. – Universitat de Barcelona, 2013.

Анализ перспектив алмазоносности Африканской провинции в связи с развитием минерально-сырьевой базы Российской Федерации за рубежом

В.Н.УСТИНОВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 199155, г. Санкт-Петербург, ул. Одоевского, д. 24, корп. 1),
Ю.К.ГОЛУБЕВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1),
А.К.ЗАГАЙНЫЙ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 199155, г. Санкт-Петербург, ул. Одоевского, д. 24, корп. 1),
И.М.КУКУЙ (НИГП АК «АЛРОСА»; 193036, г. Санкт-Петербург, Невский пр., д. 128, литера А),
И.И.МИКОЕВ, Л.П.ЛОБКОВА, С.А.АНТОНОВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 199155, г. Санкт-Петербург, ул. Одоевского, д. 24, корп. 1),
В.Д.КОНКИН (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1)

Выполнен террейновый анализ территории Африканской платформы. Четыре крупные области архейской стабилизации – мегакратоны Западно-Африканский, Конго, Угандийско-Танзанийский, Калахари вместе с надвинутыми на них частями окружающих подвижных поясов выделены в качестве алмазоносных субпровинций (Западно-Африканской, Центрально-Африканской, Восточно-Африканской, Южно-Африканской). Проведена предварительная оценка их алмазоносного потенциала.

На основе структурно-тектонического анализа, изучения особенностей глубинного строения, комплексного анализа космических снимков, изучения вещественного состава кимберлитов и оценки продуктивности коренных источников, морфогенетических исследований ореолов рассеяния индикаторных минералов кимберлитов и россыпей алмазов на территории Африканской провинции выделены и охарактеризованы площади перспективные для обнаружения месторождений алмазов. В их пределах прогнозируются алмазоносные кимберлиты широкого возрастного диапазона и россыпи. Полученные данные необходимо учитывать при планировании деятельности российских компаний на зарубежных территориях.

Ключевые слова: перспективная площадь, провинция, алмазоносность, кимберлитовое тело, россыпь, месторождение, оценка потенциала.

Устинов Виктор Николаевич
Голубев Юрий Конкордьевич
Загайный Александр Константинович
Кукуй Ирина Михайловна
Микоев Игорь Иванович
Лобкова Людмила Петровна
Антонов Сергей Александрович
Конкин Виктор Дмитриевич



alrosaspb@mail.ru, ustinov@tsnigri.ru
diamond@tsnigri.ru
zagainy@tsnigri.ru
KukuyIM@alrosa.ru
mikoev@tsnigri.ru
lobkova@tsnigri.ru
s_a_antonov@rambler.ru
metallogeny@tsnigri.ru

Analysis of the African province diamond content prospects in relation to the Russian mineral base development abroad

V.N.USTINOV, Yu.K.GOLUBEV, A.K.ZAGAINY (Federal State Unitary Enterprise Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, FSUE TsNIGRI),
I.M.KUKUI (Geological Research and Prospecting Enterprise of PJSC ALROSA),
I.I.MIKOEV, L.P.LOBKOVA, S.A. ANTONOV, V.D.KONKIN (Federal State Unitary Enterprise Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, FSUE TsNIGRI)

Terrain analysis of the African platform was conducted. Four large areas of Archean stabilization – West African, Congo, Uganda-Tanzania, Kalahari with overthrust parts of the surrounding mobile

belts – were identified as diamondiferous subprovinces (West African, Central African, East African, South African). Preliminary evaluation of their diamond potential was made.

Based on structural and tectonic analysis, study of deep structure features, complex analysis of satellite images, study of kimberlite composition and evaluation of primary sources productivity, morphogenetic studies of dispersion haloes of kimberlite indicator minerals and diamond placers, areas prospective for discovery of diamond deposits were outlined and characterized within the African province. Diamondiferous kimberlites varying in age and placers are predicted within the areas. The data obtained should be taken into consideration when planning activities of Russian companies abroad.

Key words: prospective area, province, diamond potential, kimberlite body, placer, deposit, evaluation of potential.

Актуальной проблемой алмазодобывающей промышленности Российской Федерации является сокращение сырьевой базы, связанное с истощением запасов разрабатываемых месторождений. При этом за последние 20 лет в пределах страны не выявлено ни одного крупного промышленного объекта. Аналогичные трудности испытывают практически все ведущие алмазодобывающие страны. В связи с этим постоянно возрастает конкуренция за новые перспективные площади в различных регионах мира.

Особое значение в этом отношении имеет Африканский континент – наиболее богатый алмазами и наименее изученный. В Африке в 2016 г. добыто почти 67 млн. карат алмазов, что по объему составляет 49,8% общемировой добычи (134,1 млн. карат), а по стоимости – почти 60%. При этом алмазоносный потенциал этой огромной территории далеко не исчерпан.

В последние годы авторами статьи были проведены специализированные комплексные исследования алмазоносности Африканской платформы. В результате, кроме площадей, для которых выполнена оценка алмазоносного потенциала, были выделены территории, рекомендуемые для дополнительного изучения в рамках региональных тематических исследований. В их пределах в той или иной степени проявлены предпосылки и признаки алмазоносности, но все они характеризуются крайне неравномерной изученностью.

Африканская (Африкано-Аравийская) древняя докембрийская платформа является наиболее крупной среди платформ гондванской группы и обладает всеми особенностями их строения. Она занимает большую часть Африканского континента, Аравийский полуостров и продолжается на острове Мадагаскар. С северо-запада ограничена палеозойскими складчатыми структурами Магриба (Атласская складчатая система), с северо-востока – альпийским Предзагорским (Месопотамским) краевым прогибом. На юге выделяется зона раннекембрийских структур Капских гор. С запада, востока, северо-востока к платформе примыкают глубоководные впадины Южной Атлантики, Индийского океана и Средиземного моря.

Африканская платформа представляет собой сложный ансамбль, состоящий из устойчивых глыб эпиархейской континентальной коры – кратонов, спаянных и

окруженных разновозрастными линейными складчатыми системами (поясами). И те и другие имеют сложное внутреннее строение и могут разделяться на блоки более высоких порядков.

Территория платформы в минерагеническом отношении представляет собой алмазоносную провинцию. Расположенные в ее пределах 4 крупных кратона (мегакратона) – Западно-Африканский, Конго, Угандийско-Танзанийский, Калахари с надвинутыми на них частями окружающих подвижных поясов выделены в качестве алмазоносных субпровинций (рис. 1): Западно-Африканской (ЗА), Центральнo-Африканской (ЦА), Восточно-Африканской (ВА), Южно-Африканской (ЮА). В некоторых случаях в их состав включены обширные сопредельные площади с неясным строением фундамента, в пределах которых имеются проявления кимберлитового (лампроитового) магматизма, а также районы распространения россыпной алмазоносности.

В пределах каждой из субпровинций с целью выделения площадей, перспективных для выявления коренных месторождений алмазов и оценки их ресурсного потенциала, использовался комплекс геологических и геофизических методов, адаптированных к специфическим условиям изучаемой территории: 1) структурно-тектонический анализ; 2) изучение особенностей глубинного строения; 3) комплексный анализ космических снимков; 4) изучение вещественного состава кимберлитов и оценка продуктивности коренных источников; 5) морфогенетические исследования ореолов рассеяния индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) и россыпей алмазов.

Структурно-тектонические исследования проводились по нескольким основным направлениям:

1. Изучение особенностей блокового строения исследуемой территории. Выделение блоков базировалось на следующих основных критериях: возраст стабилизации, геодинамическая обстановка образования, структурно-вещественные характеристики (состав, характер складчатости, метаморфизм и др.), характер гравитационного и магнитного полей.

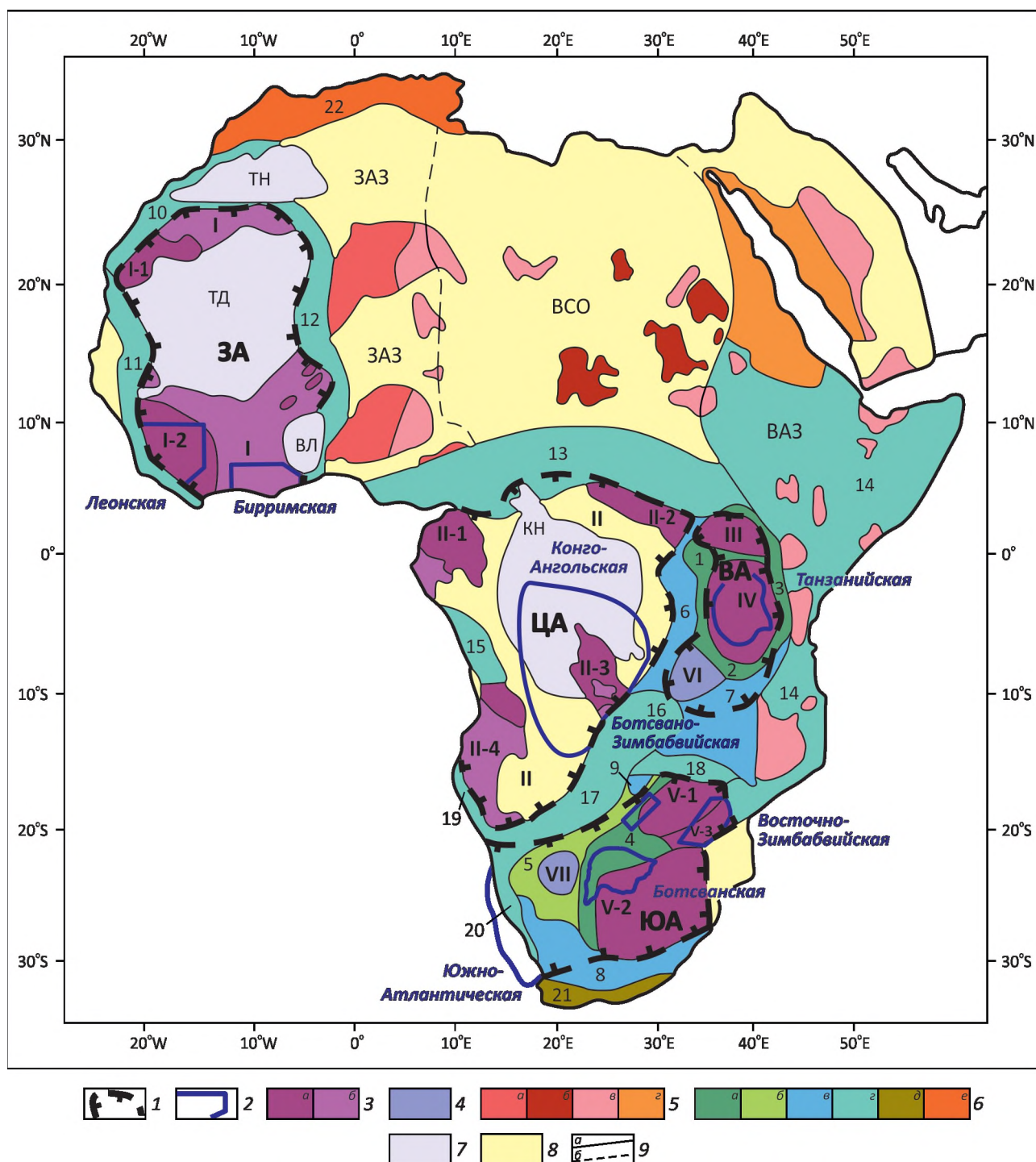
2. Палеотектонический анализ эволюции земной коры. Выделены крупные временные подразделения (мегациклы, циклы), а также региональные уровни стратиграфических несогласий. Уточнен возраст эпох

тектономагматической активизации и связанных с ними проявлений кимберлитового и родственного магматизма.

3. Анализ структурно-тектонической позиции известных в регионе проявлений алмазоносного кимберлитового магматизма.

4. Анализ современных методических разработок по структурно-тектоническим критериям (факторам) алмазоносности и их адаптация к конкретной геологической обстановке изучаемой территории.

Изучение особенностей глубинного строения и геофизических характеристик земной коры выполнялось с целью выявления параметров, имеющих прогнозное значение: 1) значительная мощность литосферы; 2) низкий тепловой поток; 3) депрессии в рельефе поверхности Мохоровичича; 4) зоны повышенных скоростей распространения сейсмических волн в земной коре; 5) региональные разуплотнения консолидированной земной коры.



При анализе материалов использовались в основном опубликованные результаты региональных исследований, а также имеющиеся в сети Интернет цифровые базы геофизических данных российских и зарубежных научных центров. Одним из основных источников информации регионального характера являлись спутниковая альтиметрия и сейсмическая томография. Данные по магнитной и гравитационной съемкам использовались как непосредственно в виде наблюдаемых полей, так и их трансформант и результатов проведенной авторами количественной интерпретации.

Одним из методов обработки геофизических данных является линеаментный анализ магнитного поля, представляющий собой комплекс методов для выделения и систематизации линейных элементов при изучении карт различных геолого-геофизических параметров. В данном случае использовались сводные карты, составленные по результатам аэромагнитной съемки. Линеаментный анализ проводился с помощью модуля GETGridAnalysis. Данный модуль позволяет выделить все линейные элементы и содержит инструменты для их векторизации и анализа структуры поля. На завершающем этапе проводилась геологическая интерпретация выявленных объектов.

Вся информация обобщалась и сводилась в банки данных, которые затем использовались для составления карт и схем глубинного строения. Наиболее показательные характеристики литосферы Африканской платформы приведены на рис. 2.

Выделение территорий, перспективных для выявления кимберлитовых тел, выполнялось по полноте проявления глубинных (геофизических) факторов. Для составления карт использовался программный пакет Surfer, Oasis Montaj, Coscad 3D и GravMag 3D.

Комплексный анализ космических снимков являлся важной составной частью исследований Африканской

провинции. Использовались как материалы радарной топографической съемки SRTM (ShuttleRadarTopographicMission), так и мульти- и гипермультиспектральные космоснимки разных разрешений со спутника Landsat-7. Обработка материалов производилась с использованием программ ArcGisDesktop, ERDASEngine, SARscape и LESSA.

Изучение вещественного состава кимберлитов и оценка продуктивности коренных источников проводилась на некоторых площадях, где известны недостаточно изученные кимберлитовые тела и ореолы рассеяния ИМК.

При исследовании коренного источника или его реконструкции по ИМК из терригенных коллекторов проводилась интерпретация химических составов кимберлитовых минералов по данным рентгеноспектрального микрозондового анализа с использованием различных диагностических диаграмм, позволяющих определять их принадлежность к определенному парагенезису [1, 2, 9, 11–13, 16–18, 20].

Важным критерием алмазоносности кимберлитов являются *P-T*-условия образования их мантийных расплавов, которые могут быть восстановлены на основе оценки физико-химических параметров (температуры, давления и степени окисленности – восстановленности) кристаллизации высокobarических минералов (пироба, пироксена, оливина и хромшпинелида). Оценка *P-T* параметров образования перидотитовых и эклогитовых парагенезисов, а также отдельных ксенокристаллов ИМК может выполняться различными методами, которые обобщены в авторской программе С.К.Симакова PTQuick. В результате проведенных исследований дана оценка потенциала алмазоносности установленных (недоизученных) и прогнозируемых коренных источников.

Рис. 1. Алмазоносные субпровинции Африканской платформы. С использованием в качестве основы схемы основных структур Африкано-Аравийской платформы [26]:

1 – алмазоносные субпровинции (ЗА – Западно-Африканская, ЦА – Центрально-Африканская, ВА – Восточно-Африканская, ЮА – Южно-Африканская); 2 – площади, перспективные для выявления месторождений алмазов, их названия; 3 – кратоны (*a* – области развития архейской коры, *b* – архейская кора, частично переработанная в палеопротерозое в процессе эбурнейской орогении): I – Западно-Африканский (I-1 – Регибатский щит, I-2 – Леоно-Либерийский щит), II – Конго (II-1 – Габон-Камерунский щит, II-2 – Бому-Кибалийский щит, II-3 – щит Касаи, II-4 – Ангольский щит), III – Угандийский, IV – Танзанийский, V – Калахари (V-1 – кратон Зимбабве, V-2 – Каапваальский кратон, V-3 – микроконтинент, подвижный пояс Лимпопо); 4 – предполагаемые микроконтиненты: VI – Бангвелулу, VII – Малтахох; 5 – подвижные области: *a* – области архейской и палеопротерозойской коры, переработанной в период эбурнейской и раннепротерозойской орогении, *b* – архейская и протерозойская кора, переработанная в период панафриканской орогении, *в* – протерозойская кора, переработанная в период панафриканской орогении, *г* – неопротерозойская кора (ЗА3 – Западно-Африканская подвижная зона, ВСО – Восточно-Сахарская подвижная область, ВА3 – Восточно-Африканская орогенная зона); 6 – подвижные (складчатые) пояса: *a* – палеопротерозойские (1 – Рувензори, 2 – Убендийский, 3 – Усагарский, 4 – Хейс-Оква-Магонди), *b* – палео-мезопротерозойские (5 – Рехобот-Ботсвана), *в* – мезопротерозойские (6 – Кибаранский, 7 – Ирумидский, 8 – Намаква-Наталь, 9 – Чомо-Коломо), *г* – неопротерозойские (10 – Анти-Атлас, 11 – Рокелидско-Мавританский, 12 – Транссахарский, 13 – Центрально-Африканский, 14 – Мозамбикский, 15 – Западно-Конголезский, 16 – Луфилианская дуга, 17 – Дамара, 18 – Замбези, 19 – Каоко, 20 – Гариеп), *д* – неопротерозойско-палеозойские (21 – Салдания), *е* – палеозойские (22 – Средиземноморский); 7 – неопротерозойские бассейны (ТН – Тиндиф, ТД – Таудени, ВЛ – Вольта, КН – Конго); 8 – отложения фанерозойского платформенного чехла; 9 – границы структур: *a* – достоверные, *b* – предполагаемые

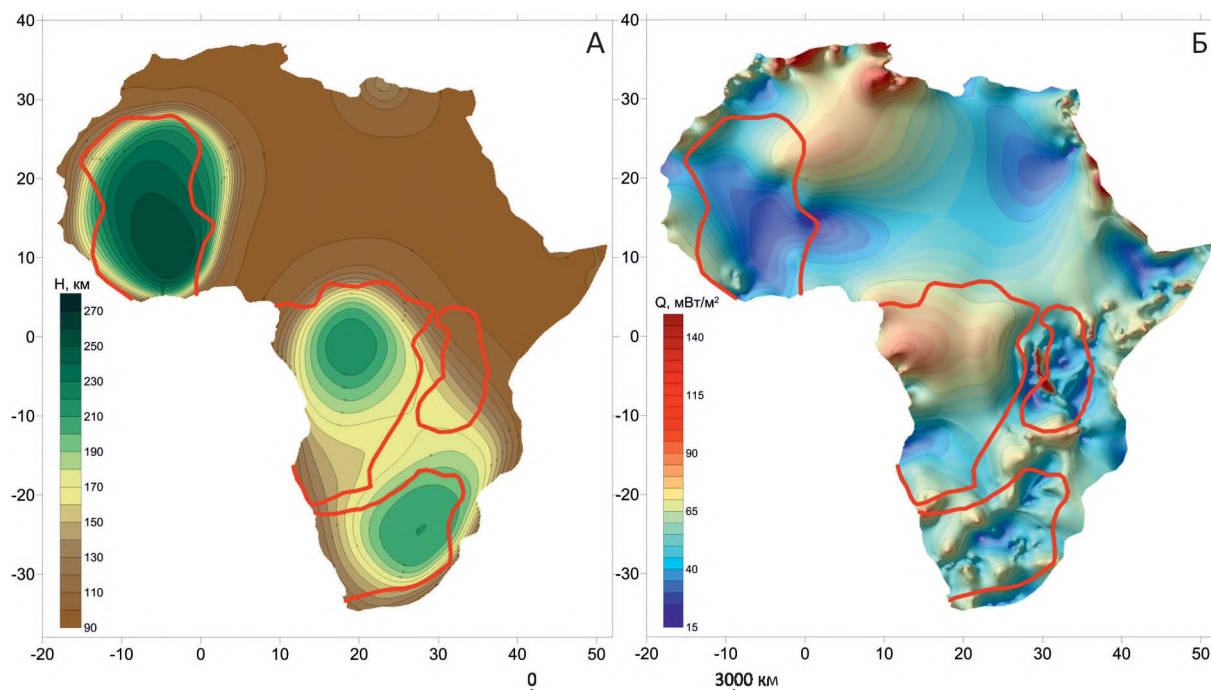


Рис. 2. Мощность литосферы (А) и тепловой поток (Б) Африканской платформы. По данным S.Fishwick, [10], K.Priestley et al [23], GlobalHeatFlowDataBase и др. с дополнениями

Морфогенетические исследования ореолов рассеяния ИМК и россыпей алмазов позволяют восстановить условия размыва коренных или россыпных источников кимберлитовых минералов и аккумуляции продуктов их разрушения в терригенных коллекторах, что дает возможность оценить дальность, направление переноса ИМК и длительность процесса пересортировки зерен [4].

Для комплексной оценки ореолов рассеяния индикаторных минералов кимберлитов использовались следующие критерии: положение в рельефе или палеорельефе, фациальный состав и динамический тип вмещающих отложений, литологический состав, размер ореола, мощность, морфология в плане, содержание зерен ИМК, их минеральный состав, степень отсортированности и содержание слабоизношенных зерен.

Кроме перечисленных основных видов исследований, выполнено районирование алмазоносных субпровинций Африки по условиям ведения поисковых работ, составлены схемы размещения и кадастр кимберлитовых тел и россыпей алмазов, собраны материалы по лицензионным площадям, что позволило оценить степень их опосредованности.

На основе результатов изучения алмазоносности Африканской провинции выделено 8 площадей, рекомендуемых для изучения в рамках региональных тематических исследований (см. рис. 1): 2 площади в пределах ЗА (Леонская и Бирримская); 1 – в ЦА (Конго-

Ангольская); 1 – в ВА (Танзанийская) и 4 – в ЮА (Ботсвано-Зимбабвийская, Восточно-Зимбабвийская, Ботсванская и Южно-Атлантическая). Они характеризуются сложным геологическим строением и разнообразием ландшафтно-геологических поисковых обстановок (ЛГПО). В пределах каждой площади широко проявлены предпосылки и признаки алмазоносности, в частности, имеются алмазоносные кимберлиты и промышленные россыпи алмазов (рис. 3). Все они отличаются крайне неравномерной изученностью, но в пределах некоторых из них после выполненного анализа могут быть выделены перспективные площади для ведения поисковых работ.

Леонская площадь охватывает территорию Сьерра-Леоне, Гвинеи и Либерии и приурочена к западной и центральной частям архейского кратона (архона) Кенема-Ман. Его краевые северо-восточная и восточная части подверглись интенсивной тектоно-термальной переработке в палеопротерозое в позднюю фазу эбурнейского орогенеза, сопровождавшуюся внедрением интрузий гранитов и метаморфизмом. Практически вся площадь, за исключением западной и северной частей, представляет собой выход пород кристаллического фундамента на дневную поверхность.

В ее центральной части расположены кимберлитовые поля юрско-раннемелового возраста Коиду, Тонго, Бафи, Мано, Бунуду, Мандала, Макона, Фенария, Бананкоро, в пределах которых имеются месторождения алмазов.

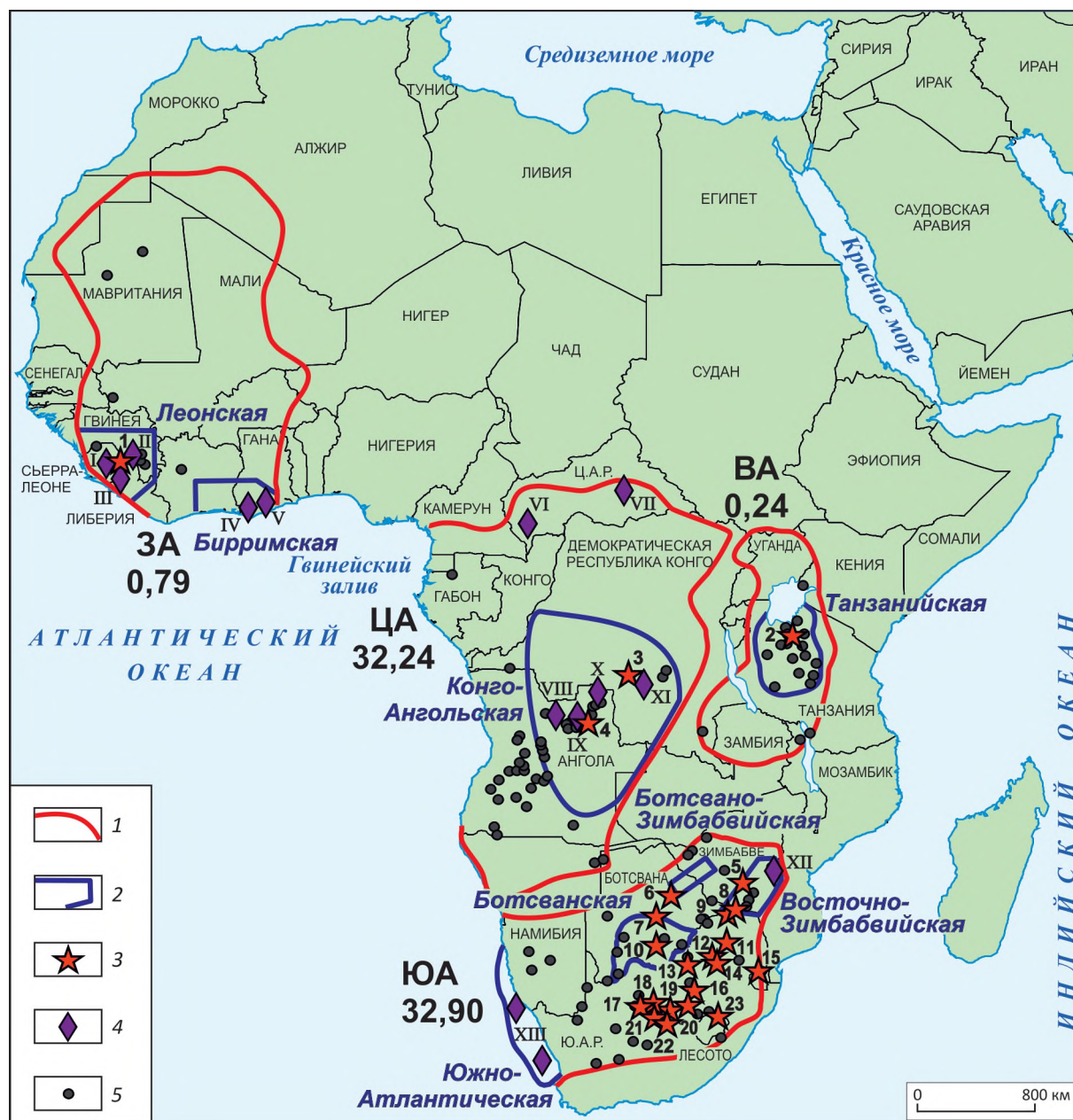


Рис. 3. Перспективные площади Африканской провинции:

1 – контуры алмазоносных субпровинций (ЗА – Западно-Африканская, ЦА – Центрально-Африканская, ВА – Восточно-Африканская, ЮА – Южно-Африканская); 2 – площади, перспективные для выявления месторождений алмазов, их названия; 3 – основные коренные месторождения алмазов (трубки): 1 – №1, №2 (поле Коиду), 2 – Мвадуи (поле Шиньянга), 3 – М1, М3 (поле Мбужи-Майи), 4 – Катока, Луеле (поле Катока), 5 – К-1, К-2, К-3 (поле Мурова), 6 – Орапа, Карове, Летлахакане, Дамтшаа, ВК-11 (поле Орапа), 7 – Гагу (поле Гоппе), 8 – Ривер Ранч (поле Ривер Ранч), 9 – Венишия (поле Венишия), 10 – Джваненг (поле Джваненг), 11 – Клиспрингер, Марсфонтейн (поле Ягерсфонтейн), 12 – Палмейтгат (поле Претория), 13 – Гелам (поле Рунстербург), 14 – Премьер (поле Претория), 15 – Доколвайо (поле Свазиленд), 16 – Лейс, Вурспойд (поле Кронстад), 17 – Финш (поле Постмасбург), 18 – Совер, Мессина, Дарнкарл Майн Сут (поле Кимберли), 19 – Робертс-Виктор (поле Робертс-Виктор), 20 – Стар (поле Винбург), 21 – Булфонтейн, Весселтон (поле Кимберли), 22 – Коффифонтейн (поле Ягерсфонтейн), 23 – Лихобонг, Летсенг, Мотае, Лимфани, Као (поле Лесото); 4 – основные россыпные месторождения: I – Койду, II – Бананкоро, III – Тонго, IV – Тарква, V – Акватия, VI – Карно-Берберати, VII – Мука-Уада, VIII – Кванго, IX – Луло, X – Шитотоло, XI – Бакванга, XII – Маранге, XIII – подводные россыпи юго-западной Африки; 5 – крупнейшие поля непромышленных или неалмазоносных кимберлитов; дробные числа – добыча алмазов в субпровинциях в 2016 г., млн. карат

Они контролируются разновозрастными зонами ТМА, являющимися, вероятно, континентальными продолжениями атлантической системы трансформных разломов.

В Либерии известно также кимберлитовое поле неопротерозойского возраста Весау.

Определенными перспективами алмазоносности может обладать также часть кратона, перекрытая на юго-западе породами панафриканского Рокелидского пояса (покров Касила). Здесь в прибрежной части Сьерра-Леоне в 2014 г. была открыта алмазоносная кимберлитовая дайка Лейк Попей (Lake Popoi).

Кроме того, на территории известны крупные россыпные районы и поля – Лесная Гвинея, Коиду-Тонго, Лофа, Жунку, Сент-Джон.

Таким образом, несмотря на значительную опоискованность Леонской площади, в ее пределах могут быть выявлены алмазоносные кимберлиты как протерозойского, так и мезозойского возраста; при этом наибольшими перспективами обладают последние. Не исключена вероятность обнаружения и промышленных россыпных объектов.

Бирримская площадь расположена на территории Кот-д'Ивуара и Ганы в юго-восточной части террейна Бауле-Мосси, являющегося областью палеопротерозойской стабилизации – протоном.

Территория сложена палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными породами супергруппы Биррим (Birrimian) и разновозрастными ТТГ-гнейсами. Выше с резким несогласием залегают также палеопротерозойские метаосадочные отложения группы Тарква (Tarkwaian). Все эти породы подверглись тектоно-термальной переработке во время эбурнейского орогенеза, сопровождавшегося внедрением многочисленных гранитоидных интрузий, а также метаморфизму преимущественно зеленосланцевой фации.

Имеются предположения, что под палеопротерозойскими породами террейна Бауле-Мосси присутствует архейский фундамент. Особенно это касается территории юго-восточной Ганы–Ганского блока, где по комплексу геолого-геофизических, геохимических и геохронологических данных предполагается наличие фрагмента древней континентальной коры архейского кратона Сан Луис (São Luis).

Коренные алмазоносные кимберлитовые тела в настоящее время на площади не известны. Однако в юго-восточной Гане на площади Акватия (в районе одноименного россыпного месторождения) алмазы выявлены в телах основного–ультраосновного состава, а также в вулканокластических брекчиях, по составу близких к коматиитам [7, 24]. Они могут являться одним из вероятных коренных источников аллювиальных алмазов на площади.

В контурах Бирримской площади локализованы известные разрабатываемые россыпи алмазов Акватия и Тарква. Акватия обеспечивает основной объем добычи аллювиальных алмазов в Гане.

Кроме того, развитые на площади грубообломочные вулканогенно-осадочные отложения супергруппы Биррим и группы Тарква являются промежуточными коллекторами алмазов, но могут иметь и самостоятельное промышленное значение. Их коренные источники до сих пор не установлены, при этом они могут быть как кимберлитового, так и иного состава.

Танзанийская площадь приурочена к Северному террейну архейского Танзанийского кратона [26]. Она является классической гранит-зеленокаменной областью архейской стабилизации (архоном) и сложена различными гранитоидами, гнейсами, мигматитами; имеются фрагменты зеленокаменных поясов. Все указанные образования имеют неоархейский возраст. Платформенные осадки развиты в основном в западной части территории, на востоке – фрагментарно. Данные о мощности чехла отсутствуют.

В ее пределах широко проявился разновозрастный кимберлитовый магматизм, связанный с четырьмя эпохами тектономагматической активизации (ТМА): мезопротерозойской, меловой, палеогеновой и неоген-четвертичной. Имеется также большое количество кимберлитовых тел, возраст которых не известен. Алмазы установлены только в телах палеогенового возраста. Кимберлитовые трубки имеют различные уровни эрозионного среза, у многих сохранились кратерные фации (например, Мвадуи).

На площади предполагается наличие двух субмеридиональных кимберлитоконтролирующих зон, разделенных глубинным разломом. Западная, вероятно, является более древней. В ее пределах размещается 9–10 кимберлитовых полей мезопротерозойского, мелового и палеогенового возрастов, и к ней же приурочены все известные алмазоносные кимберлиты района. Алмазоносность трубок в основном низкая; имеется несколько средних и мелких по запасам месторождений. С ними связаны несколько мелких россыпей алмазов.

В пределах Восточной зоны установлены семь неалмазоносных кимберлитовых полей. При этом только для одного определен абсолютный возраст (палеоген).

В западной части рассматриваемой территории расположены три сближенных вулкана Игвизи Хиллс (Igwise Hills) неоген-четвертичного возраста, лава которых имеет кимберлитовый состав; алмазы в ней не установлены.

Единственным разрабатываемым коренным месторождением алмазов страны является кимберлитовая трубка Мвадуи (рудник Вильямсон), которая принадлежит компании Петра Даймондс. Среднее содержание камней невысокое – 0,03 кар./т, стоимость составляет 298 долл./карат [19].

В пределах выделенной площади присутствуют многочисленные ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов, которыми сопровождается большинство кимберлитовых трубок.

Перспективы Танзанийской площади связаны в основном с обнаружением разновозрастных коренных месторождений алмазов, однако не исключается также и возможность выявления промышленных россыпных объектов. Отметим, что западная часть территории Танзании опойскавана слабо.

Конго-Ангольская площадь представляет собой огромный регион, охватывающий юго-восток Демократической Республики Конго (ДРК) и северо-восток Республики Ангола. Она занимает большую часть наиболее алмазопродуктивного сегмента мегакратона Конго (ЦА) – кратона Касаи и незначительную северо-восточную часть Ангольского кратона.

Рассматриваемая территория является областью архейской стабилизации – архоном. Она не подверглась значительной поздней тектоно-термальной переработке, при этом в ее пределах встречаются отдельные редкие массивы палеопротерозойских гранитоидов. Центральную и восточную часть площади занимает щит Касаи, где на дневную поверхность выходят архейские образования кристаллического фундамента.

С севера и северо-востока кратон Касаи ограничен авлакогеном северо-западного простирания, выполненным слабо- или неметаморфизованными вулканогенно-карбонатно-терригенными отложениями мезо-неопротерозоя.

На большей части площади развиты осадки палеозойско-кайнозойского платформенного чехла синеклизы Конго.

Характерная особенность данной территории – ее крайне неравномерная изученность как в общегеологическом аспекте, так и в отношении алмазоносности. Наряду с относительно хорошо изученными и опойскованными районами с выявленными кимберлитовыми полями, коренными и россыпными месторождениями алмазов имеются обширные совершенно неисследованные площади.

В северо-восточной части площади на территории ДРК в районе города М'Бужи-Майи размещается одноименное кимберлитовое поле (другое название – Бакванга). Тела приурочены к борту неразвившегося рифта – авлакогена: часть из них размещается среди выполняющих его мезо-неопротерозойских отложений, а часть – среди архейских образований. Кимберлиты имеют возраст около 70 млн. лет (поздний мел, маастрихт) [5]. Содержание алмазов в трубках – от 0,2 до 2,5 кар./т, но алмазы ювелирного качества составляют только 3–4%. Здесь же локализованы уникальные россыпи алмазов в карстовых полостях, образовавшиеся за счет размыва позднемеловых кимберлитовых трубок. Полости глубиной до 120 м выработаны в известняках неопротерозоя и имеют площадь от 0,4 до 16,5 га. Россыпи перекрыты относительно маломощными осадками группы Калахари. Содержание алмазов в них около 8–9 кар./м³ (на локальных участках – до 100 кар./м³ и более); запасы исчисляются сотнями

миллионов карат. Как трубки, так и россыпи в значительной степени отработаны.

Примерно в 100 км восточнее поля М'Бужи-Майи размещаются еще два кимберлитовых поля: Касенду (Kasendou) – 8 трубок и Ликаши (Likashi) – 2 трубки. Вмещающими породами служат неопротерозойские отложения грабена авлакогена, перекрывающими – мезозойские терригенные осадки. В некоторых телах были установлены микро- и макроалмазы. Данные о возрасте кимберлитов отсутствуют.

Указанные кимберлитовые поля размещаются на продолжении трансконтинентальной кимберлитоконтролирующей структуры (зоны ТМА) Лукапа северо-восточного простирания. Однако, судя по расположению, они могут контролироваться и зоной ТМА субширотного направления, но данный вопрос требует дополнительного изучения.

Западнее кимберлитового поля М'Бужи-Майи в водотоках бассейна р. Касаи расположены многочисленные аллювиальные россыпи алмазов.

На территории ДРК можно ожидать выявления как крупных коренных месторождений алмазов преимущественно позднемелового возраста, так и промышленных россыпей, связанных с грубообломочными горизонтами в верхнемеловых отложениях, карстовыми полостями и четвертичным аллювием.

Северо-восточная часть Анголы охватывает юго-запад кратона Касаи и северо-восток Ангольского кратона. Здесь наиболее широко и полно проявлен комплекс предпосылок и признаков алмазоносности, в частности, сосредоточена основная часть выявленных в стране в настоящее время алмазоносных кимберлитов, в том числе все коренные и большинство россыпных месторождений алмазов.

Практически все кимберлитовые тела приурочены к трансконтинентальной кимберлитоконтролирующей структуре северо-восточного простирания – зоне ТМА (коридору, линеamentу, тренду) Лукапа (рис. 4). Считается, что она представляет собой континентальное продолжение трансформного разлома атлантической рифтовой системы (вулканического подводного хребта Китовый). На основании характера расположения кимберлитовых тел вне коридора Лукапа предполагается наличие еще двух субпараллельных сателлитных зон ТМА меньшего масштаба.

Исследования последних лет показали, что возраст кимберлитов на северо-востоке Анголы составляет 133–112 млн. лет [14, 21, 22, 27, 28].

В пределах площади, рекомендуемой для исследований, установлено более 700 кимберлитовых тел, объединенных в 12 полей. Кимберлиты представлены в основном трубками взрыва, их размеры варьируют в широких пределах: от 0,1 до 160 га. Верхние части многих, особенно крупных трубок, сложены вулканогенно-осадочными породами кратерной фации с различной долей кимберлитового материала. Мощность

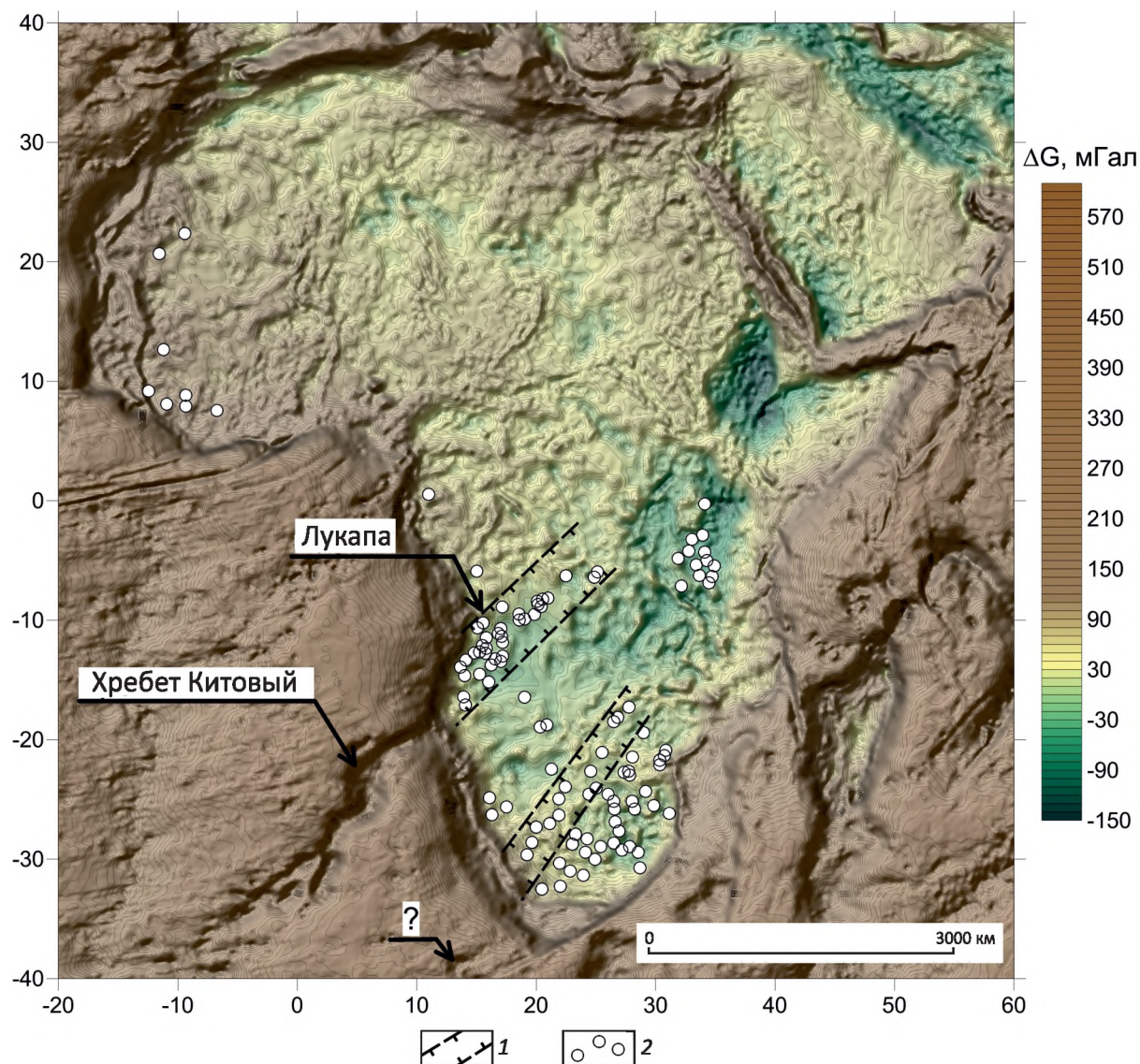


Рис. 4. Основные кимберлитоконтролирующие зоны Африки в поле силы тяжести. По данным *Bureau Gravimétrique International* с дополнениями:

1 – основные кимберлитоконтролирующие зоны (зоны ТМА, коридоры, тренды) мелового возраста; 2 – кимберлитовые поля

кратерных образований в отдельных случаях достигает 260 м.

Здесь же расположены все 14 кимберлитовых трубок Анголы, считающиеся потенциальными месторождениями алмазов, содержания которых составляют 0,5–1,0 и более кар./т. В настоящее время разрабатывается только одна трубка — Катока (более 7,0 млн. кар./год при стоимости 75–100 долл./кар.).

В пределах рассматриваемой территории установлены многочисленные россыпные месторождения алмазов. Они связаны как с формацией Калонда, так и с современными аллювиальными отложениями. Следует

отметить, что для значительной части выявленных россыпей алмазов коренные источники не установлены.

Несмотря на значительное количество выявленных кимберлитовых тел, потенциально промышленных и промышленных коренных и россыпных объектов, алмазоносный потенциал северо-востока Анголы далеко не исчерпан. До настоящего времени поисковые работы в основном были сосредоточены на открытых площадях или участках с незначительной мощностью перекрывающих рыхлых осадков (щит Касаи, его склоны, глубоко врезанные речные долины). Обширные водораздельные пространства, сложенные с

поверхности терригенными отложениями группы Калахари, остаются практически неисследованными. Кроме наличия широкого комплекса предпосылок и признаков алмазоносности, высокая вероятность обнаружения алмазоносных кимберлитов на северо-востоке Анголы подтверждается также следующими данными:

приуроченностью россыпей алмазов к русловым аллювиальным фациям ближнего и умеренного переноса в отложениях верхнемеловой формации Калонда;

наличием в терригенных коллекторах слабо изношенных пиропов и пикроильменитов.

Таким образом, в южной половине Конго-Ангольской площади, на северо-востоке Анголы можно уверенно прогнозировать обнаружение крупных коренных месторождений алмазов преимущественно раннемелового возраста и промышленных россыпей, связанных с базальным горизонтом верхнемеловой формации Калонда и четвертичными аллювиальными отложениями.

Ботсвано-Зимбабвийская площадь расположена в приграничной области данных стран к северо-востоку от кимберлитового поля Орапа. Ее перспективность обусловлена сходством геологической позиции с указанным месторождением. Она приурочена к краевой части архейского кратона Зимбабве (архона) в области его сочленения с палеопротерозойским подвижным поясом Магонди (протоном). Предполагается, что второй надвинут на первый; ширина зоны надвигания неизвестна, но может достигать десятков километров.

Большая часть рассматриваемой территории перекрыта палеозойско-кайнозойским платформенным чехлом синеклизы Калахари (супергруппа Карру и группа Калахари). При этом она размещается в области структурного сочленения синеклизы со щитом (антеклизой) Каапвааль-Зимбабве, что определяет относительно небольшую мощность перекрывающих отложений.

Площадь приурочена к зоне пересечения двух разновозрастных линейных зон ТМА. Первая представляет собой крупнейшую трансконтинентальную структуру (тренд, линеамент, коридор) северо-восточного простирания (см. рис. 4). Так же как и в Анголе, она является континентальным продолжением трансформного разлома атлантической рифтовой системы, протягивающейся от Атлантического побережья и контролирующей расположение полей кимберлитов, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов в основном позднемелового возраста.

Вторая представлена протяженным роем даек долеритов Окаванго запад-северо-западного простирания, который трассируется из ЮАР, через Ботсвану в Намибию. Большинство тел долеритов имеет раннеюрский возраст (178–180 млн. лет), но получены и протерозойские датировки (1700–850 млн. лет) [15]. Возможно, данная структура является древней, долгоживущей. С ней на территории указанных стран пространственно связаны поля кимберлитов различного возраста (кем-

брий, поздний мел); при этом большинство из них размещается в ее периферической части.

Рассматриваемая территория отличается низкой степенью геологической изученности, особенно в отношении алмазоносности. Ее перспективы связаны, прежде всего, с обнаружением кимберлитовых трубок позднемелового возраста; однако нельзя исключать и возможность выявления кембрийских промышленных объектов. Непосредственно юго-западнее площади расположено позднемеловое кимберлитовое поле Орапа, в пределах которого размещается 5 месторождений алмазов. На территории кратона Зимбабве достаточно широко распространены кимберлитовые трубки кембрийского возраста, две из которых являются месторождениями (Мурова и Ривер-Ранч). Ближайшее кимберлитовое поле этой эпохи (Бамбези) расположено в Зимбабве приблизительно в 50 км юго-восточнее границы рекомендуемой площади. В пределах указанного поля имеются трубки, в незначительных количествах содержащие алмазы.

Кроме того, интерес в качестве промежуточного коллектора алмазов и даже самостоятельного россыпного объекта могут представлять горизонты грубообломочных отложений в разрезе широко развитой в пределах рассматриваемой территории супергруппы Карру. Основанием для данного предположения является наличие в аналогичных осадках россыпного месторождения Сомабула, расположенного в Зимбабве восточнее выделенной площади в районе г. Гверу.

Восточно-Зимбабвийская площадь охватывает восточную (зимбабвийскую) относительно плохо изученную часть подвижного пояса (микроконтинента) Лимпопо и прилегающую территорию кратона Зимбабве. Оба этих крупных террейна стабилизировались в архее, то есть являются архонами.

Подвижный пояс (микроконтинент) Лимпопо, разделяющий архейские кратоны Каапвааль и Зимбабве, возможно, является древним микроконтинентом, но вместе с тем по стилю деформаций соответствует подвижному поясу [25]. Он представлен Северной краевой (СКЗ) и Центральной (ЦЗ) зонами.

СКЗ представляет собой переработанную в конце архея и метаморфизованную до гранулитовой фации окраину кратона Зимбабве, при этом считается, что она надвинута на незатронутую деформациями часть кратона.

ЦЗ имеет, возможно, древнейший фундамент в Африке. В ее строении принимают участие архейские образования с возрастом (у разных авторов) от 3,8 (3,9) до 2,5 млн. лет [6, 25]. Она отделена от СКЗ крупным сдвигом (зоной пластических деформаций) Трайангл (Triangle или Tuli-Sabi shear zone) шириной до 35 км.

Рассматриваемая восточная часть подвижного пояса, в отличие от западной, практически не затронута палеопротерозойской тектоно-термальной переработкой, связанной с эбурнейской орогенической эпохой.

Значительная часть пояса Лимпопо перекрыта образованиями супергруппы Карру (верхний карбон–юра) мощностью до первых сотен метров. В восточной части расположены выходы существенно терригенных осадков Мозамбикской впадины мощностью до 1350 м, возраст которых, вероятно, мел или поздняя юра–мел.

В пределах пояса имеются фрагменты двух зон ТМА, представленных крупными роями раннеюрских даек долеритов комплекса пост-Карру: Окаванго (Okavango) запад-северо-западного и Саби-Лимпопо (Sabi-Limpopo) юго-западного направления, сочленяющихся в районе Нуанетси (Nuanetsi) в центре территории.

В пределах пояса Лимпопо установлены кимберлитовые поля двух эпох тектономагматической активизации – мезопротерозойской и кембрийской. Месторождения алмазов выявлены только в пределах ЦЗ: мезопротерозойское Лерала (Ботсвана) и кембрийские Оукс, Венеция (ЮАР), Ривер-Ранч (Зимбабве). Также имеются небольшие промышленные россыпи алмазов (ЮАР).

Несмотря на относительно неплохую изученность, данная территория сохраняет свой алмазоносный потенциал. Здесь имеются перспективы обнаружения коренных месторождений алмазов мезопротерозойского и кембрийского возрастов. В первую очередь это относится к ЦЗ вне районов развития мощных палеозойско-мезозойских отложений.

Северная часть рекомендуемой площади представляет собой окраину архейского кратона Зимбабве. В ее пределах размещается мезопротерозойский осадочный бассейн Гайрези (Gairezi basin), выполненный отложениями группы Умкондо (Umkondo). Базальные и внутриформационные конгломераты группы содержат алмазы в промышленных количествах.

В северной части площади расположено крупнейшее россыпное месторождение алмазов Маранге, где добыча производится как из мезопротерозойских базальных конгломератов группы Умкондо, так и из четвертичных отложений (рис. 5). В районе границы с Мозамбиком имеется недоизученное месторождение алмазов Чиманимани, приуроченное к внутриформационным конгломератам той же группы. В 2013 г. суммарная добыча алмазов в районе достигала 12 млн. карат. У западной границы площади находится россыпное месторождение Бикита.

Коренные источники россыпей алмазов района в настоящее время не установлены, хотя в его северной части выявлено кимберлитовое поле Северное Маранге, состоящее из 4 трубок, возраст которых не установлен, а данные об алмазоносности отсутствуют.

Таким образом, выделенная для изучения территория перспективна как для выявления россыпных, так и коренных месторождений алмазов широкого возрастного диапазона.

Ботсванская площадь целиком расположена в пределах архейского Каапваальского кратона (архона) на

территории Республики Ботсвана, с юга и юго-востока она ограничена территорией ЮАР. На западе в нее включена зона надвигания палеопротерозойского подвижного пояса Хейс (Kheis).

Площадь отличается высокой продуктивностью: в ее пределах имеется несколько алмазоносных кимберлитовых полей, в том числе крупные месторождения алмазов. Важной особенностью является проявленность на площади трех эпох алмазоносного кимберлитового магматизма (T_{2-3} , J_{1-2} и K_2).

Со средне-позднетриасовым этапом связано кимберлитовое поле Джваненг (алмазоносное), в пределах которого расположено одноименное крупнейшее в мире месторождение алмазов. Алмазоносные кимберлиты поля Дитшегване имеют ранне-среднеюрский возраст.

Основной эпохой внедрения кимберлитов на площади является позднемеловая. Все тела приурочены к вышеописанной протяженной зоне ТМА северо-восточного простирания. В ее пределах выявлены следующие кимберлитовые поля: Мабуашубе, Кикау-Кхутсе (неалмазоносные или данные отсутствуют); Сабонг, Коконг, Гопе (алмазоносные), на площади последнего выявлено месторождение Гагу.

Кроме того, на территории имеется кимберлитовое поле неизвестного возраста – Гатленд (данные по алмазоносности отсутствуют), Зуве (алмазоносное), в пределах последнего установлено месторождение алмазов КХ-36.

Несмотря на наличие значительного количества опосредованных участков, потенциал алмазоносности рассматриваемой площади остается достаточно высоким. Это подтверждается открытием здесь относительно недавно двух месторождений алмазов КХ-36 и Гагу (Ghagoo). Кроме того, здесь имеются перспективные ореолы рассеяния ИМК, а также участки, не подвергшиеся опробованию или опробованные по редкой сети. В пределах данной территории с наибольшей вероятностью можно ожидать обнаружения коренных месторождений алмазов мезозойского возраста.

Южно-Атлантическая площадь размещается в юго-восточной части акватории Атлантического океана и представляет собой область развития морских (подводных) россыпей алмазов. Она занимает обширную территорию континентального шельфа, непосредственно примыкающую к побережью Намибии и ЮАР, и простирается вдоль береговой линии на расстояние около 1000 км, а ее ширина, достигая на юге величины более 100 км, постепенно убывает в северном направлении.

Узкая прибрежная полоса, где известны наземные прибрежно-морские и дефляционные (эоловые) россыпи, не включена авторами в состав Южно-Атлантической площади, поскольку добыча алмазов продолжается здесь в течение более 100 лет, и они к настоящему времени в значительной степени отработаны. Некоторые перспективы обнаружения мелких промышленных

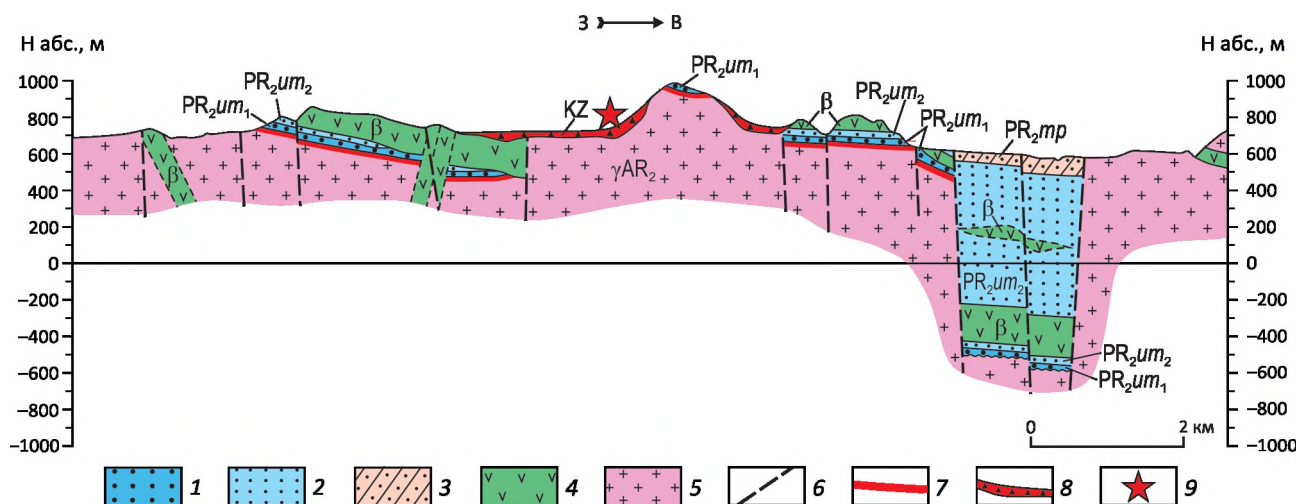


Рис. 5. Геологическая позиция месторождения алмазов Маранге в разрезе позднепротерозойского бассейна Гайрези (Зимбабве):

1–2 – позднепротерозойские терригенные коллекторы алмазов формации Умкондо: 1 – нижняя толща (PR_2um_1), 2 – верхняя толща (PR_2um_2); 3 – позднепротерозойские терригенные породы серии Мапары (PR_2mp); 4 – долериты возраста пост-Умкондо–до-Карру (β); 5 – архейские граниты (γAR_2); 6 – разрывные нарушения; 7–8 – пролювиальные россыпи алмазов: 7 – позднепротерозойские, 8 – кайнозойские; 9 – месторождение Маранге

объектов сохраняются в Северной Намибии, на территории Берега Скелетов, где проводятся поиски россыпей, приуроченных к фрагментам древних высоких морских террас, располагающихся на отметках более 70 м.

Подводные россыпи представлены различными генетическими типами: аллювиальными, дельтовыми, пляжевыми, золовыми и др. (рис. 6). Содержания алмазов в них весьма изменчивы: от десятых долей карата до нескольких кар./м³, но качество алмазов очень высокое – в среднем 600–800 долл./кар. Общие ресурсы подводных россыпей на шельфе Юго-Западной Африки предварительно оцениваются в 1–3 млрд. кар., а их общая стоимость – более чем в 500 млрд. долл. Предполагается, что большая часть этих ресурсов располагается в пределах намибийской экономической зоны.

До сих пор коренные источники россыпей точно не установлены. В настоящее время считается, что таковыми являются не местные кимберлиты, а тела, расположенные в глубине континента на расстоянии не менее 1500 км (ЮАР, район Кимберли – Претория). Эта гипотеза имеет достаточно много контраргументов, то есть вопрос о первоисточниках алмазов остается открытым.

Разработка подводных россыпей началась только в начале 90-х годов прошлого века и производится с использованием специально оборудованных судов различными способами, зависящими от горно-геологических условий месторождений. На участках незначительной мощности перекрывающих россыпи

отложений используются системы землесосов или управляемые с корабля погрузчики на колесном и гусеничном ходу, закачивающие алмазоносную пульпу по системе труб на обогатительную установку. Для разработки россыпей, перекрытых отложениями значительной мощности, применяется метод разбуривания скважинами большого диаметра.

Следует учитывать, что подводная добыча алмазов, связанная с подъемом огромных объемов алмазоносной породы с больших глубин, сопряжена со значительными техническими трудностями, требует использования специально оснащенных судов, создания нового оборудования и соответствующего финансирования. При этом, по мнению специалистов по геологии региона, в пределах Южно-Атлантической площади в настоящее время сохраняются высокие перспективы обнаружения новых промышленно-алмазоносных участков шельфа.

Рекомендуемые для изучения территории не исключают возможность выделения других перспективных площадей по мере наработки новых материалов. Примерами могут являться районы Карно-Берберати и Мука-Уадда в Центральноафриканской республике, где коренные источники до сих пор не установлены [3], алмазоносные площади королевства Лесото и другие.

Отметим, что степень изученности выделенных перспективных территорий различная. Относительно лучше исследованы Леонская, Восточно-Танзанийская, Конго-Ангольская, Ботсвано-Зимбабвийская и Восточно-Зимбабвийская площади, где уже в настоящее время

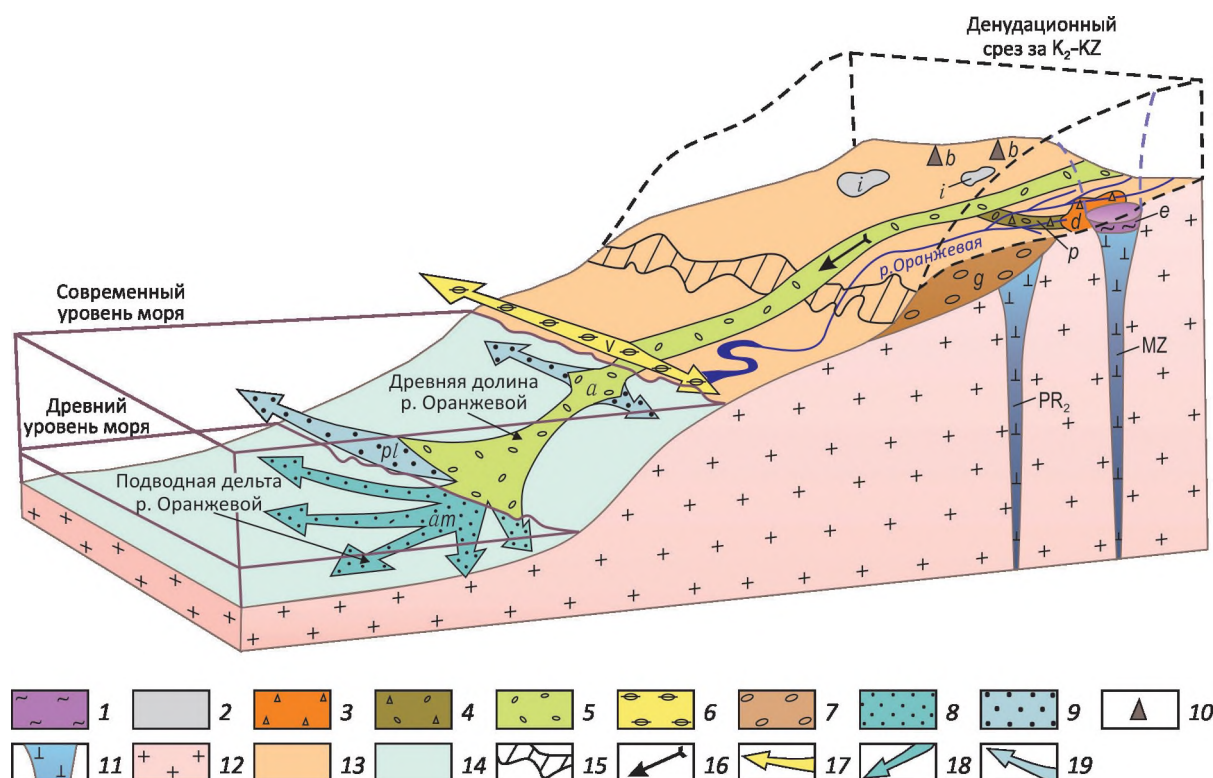


Рис. 6. Модель формирования ореолов рассеяния ИМК и россыпей алмазов на примере Южной Африки. По М. De Wit [8] с дополнениями:

1–10 – фации ореолов и россыпей: 1 – элювиальные, 2 – иллювиальные, 3 – делювиальные, 4 – пролювиальные, 5 – аллювиальные, 6 – золотые, 7 – ледниковые (формация Двайка), 8 – дельтовые, 9 – пляжевые, 10 – биогенные; 11 – кимберлитовые тела (PR₂ – позднепротерозойские, MZ – мезозойские); 12 – породы архейско-протерозойского кристаллического фундамента; 13 – континентальная суша; 14 – подводный шельф; 15 – Большой Уступ; 16–19 – направления переноса алмазов и ИМК под воздействием процессов: 16 – аллювиальных, 17 – золотых, 18 – дельтовых, 19 – пляжевых

возможно выделение поисковых площадей для лицензирования и выполнения геологоразведочных работ.

В итоге проведенных в последние годы комплексных исследований Африканской платформы получены следующие основные результаты:

1. Выполнен террейновый анализ территории Африканской платформы. Четыре крупные области архейской стабилизации – мегакратоны Западно-Африканский, Конго, Угандийско-Танзанийский, Калахари вместе с надвинутыми на них частями окружающих подвижных поясов выделены в качестве алмазоносных субпровинций (Западно-Африканской, Центрально-Африканской, Восточно-Африканской, Южно-Африканской).

2. Выявлены особенности глубинного строения субпровинций, установлены основные параметры литосферы; проведено тектоническое районирование, выделены крупные структуры и блоки, дана предварительная оценка их алмазоносного потенциала.

3. Проведен комплексный анализ космических снимков Африканского континента с использованием материалов радарной топографической съемки, мульти- и гипермультиспектральных космоснимков разных разрешений. В результате компьютерной обработки материалов выделены территории, благоприятные для проявления кимберлитового магматизма.

4. В результате изучения вещественного состава кимберлитов и ИМК из ореолов рассеяния получены данные по химизму барофильных минералов, на основании чего определены их парагенетические ассоциации и дана оценка потенциала алмазоносности известных и прогнозируемых коренных источников.

5. Проведенные на отдельных участках морфогенетические исследования ореолов рассеяния ИМК и россыпей алмазов позволили восстановить условия размыва коренных или россыпных источников кимберлитовых минералов и аккумуляции продуктов их разрушения в терригенных коллекторах, что дало

возможность оценить дальность, направление переноса ИМК и длительность процесса пересортировки зерен.

6. Для каждой из субпровинций и отдельных территорий в их пределах выполнено районирование по условиям ведения поисковых работ и типам поисковых обстановок, позволяющее рекомендовать применение рационального и эффективного комплекса поисковых работ.

7. Созданы банки данных, содержащие основные характеристики кимберлитовых тел, коренных и россыпных месторождений алмазов Африки. Составлены регистрационные карты масштаба 1:2 500 000 на территорию каждой субпровинции.

8. Проведена оценка инвестиционного климата, внутриполитического положения и состояния алмазодобывающей промышленности основных стран – производителей алмазов, а также деятельности ведущих добывающих и геологоразведочных компаний Африки. Собраны материалы по лицензионным площадям, что позволило оценить степень их опосредованности. Полученные данные необходимо учитывать при планировании деятельности российских компаний на зарубежных территориях.

9. На территории Африканской алмазоносной провинции выделено восемь площадей, рекомендуемых для изучения в рамках региональных тематических исследований с целью оценки потенциала алмазоносности. В их пределах прогнозируется выявление алмазоносных кимберлитов широкого возрастного диапазона, а также россыпей алмазов. На некоторых площадях выделены участки для лицензирования и выполнения поисковых работ.

10. Для каждой из перспективных площадей разработан комплекс исследований, включающий как обработку и анализ опубликованных данных, так и сбор материалов в фондах местных геологических организаций. Предусмотрено также проведение небольших объемов полевых работ. Выполнение предлагаемого комплекса исследований позволит оценить потенциал коренной и россыпной алмазоносности изученных территорий, провести их минерагеническое районирование, выделить перспективные участки, разработать рекомендации по очередности и методике проведения на них алмазопроисловых работ.

Рекомендованные исследования будут служить восстановлению позиций горнорудного сектора России на зарубежных территориях и способствовать укреплению политических и экономических связей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Илупин И.П.* Новые данные о типоморфизме хромдиоксида из кимберлитов // Природные ассоциации, особенности состава и свойства минералов-спутников алмаза // Труды ЦНИГРИ. Вып. 229. – М., 1988. С. 7–9.
2. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1974.
3. *Устинов В.Н.* Алмазоносные районы Центральной Африки: палеогеографический анализ и прогнозная оценка // Природные и техногенные россыпи. Проблемы. Решения. – Симферополь: Крымское отделение Украинского государственного геологоразведочного института (КО УкрГГРИ), 2007. С. 128–137.
4. *Устинов В.Н.* Терригенные коллекторы алмазов Сибирской, Восточно-Европейской и Африканской платформ. – С-Пб: Наука, 2015.
5. *Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998.
6. *Archaeon to Proterozoic crustal evolution in the Central zone of the Limpopo Belt (South Africa-Botswana): Constraints from Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses of zircon / A.Zen, A.Gerdes, R.Klemmd and J.M.Barton // J. of petrology. 2007. № 8. Pp. 1605–1639.*
7. *Canales D.G.* The Akwatian diamond field, Ghana, West Africa: source rock // Unpubl. MSc thesis – New Mexico: New Mexico Inst. Mining and Technology, Socorro, 2005.
8. *De Wit M.C.J.* Post-Gondwana drainage and the development of diamond placers in Western South Africa // Economic Geology. 1999. № 94. Pp. 721–740.
9. *Diamond prospectivity and indicator mineral chemistry: a western Australian perspective / C.B.Smith, H.Lucas, A.E.Hall, R.R.Ramsay // Fifth International Kimberlite Conference. – Brazil, Comphania de Pesquisa de Recursos Minerais, Spec.Pub, 1991. Vol. 2/91. Pp. 380–382.*
10. *Fishwick S.* Surface wave tomography: Imaging of the lithosphere–asthenosphere boundary beneath central and southern Africa? // Lithos. 2010. Vol. 120. Pp. 63–73.
11. *Green D.H., Soboлев N.V.* Co-existing garnets and ilmenites synthesized at high pressures from pyrolite and olivine basanite and their significance for kimberlite assemblages // Contrib. Mineral. Petrol. 1975. Vol. 50. Pp. 217–229.
12. *Gurney J.J., Glover J.E., Harris P.G., (Eds.) A correlation between garnets and diamonds // Kimberlite Occurrence and origin: A Basis for Conceptual Models in Exploration, Geol. Dept. and Univ. Ext., Univ. of WA, Publ., 1984. Vol. 8. Pp. 143–166.*
13. *Gurney J.J., Helmstaedt H., Moore R.O.* A review of the use and application of mantle geochemistry in diamond exploration // Pure and Applied Chemistry. 1993. Vol. 65. Pp. 2423–2442.
14. *Kimberlites from Central Angola: a case study of exploration findings / H. Jelsma, U. Krishnan, S. Perritt // 10th International Kimberlite Conference, Bangalore, 2012.*
15. *Lithospheric structures and Precambrian terrane boundaries in northeastern Botswana revealed through magnetotelluric profiling as part of the Southern African Magnetotelluric Experiment / M.P.Miensopust, A.G.Jones, M.R.Muller et al. // Journal of geophysical research. 2011. Vol. 116.*
16. *Mitchell R.H.* Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology. – New York–London, Plenum Press, 1986.
17. *Moore A.E.* A model for the origin of ilmenite in kimberlite and diamond: implications for genesis of the discrete nodule (megacryst) suite // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. Vol. 95. Pp. 245–253.
18. *Origin and significance of ilmenite megacrysts from kimberlite / D.J.Schulze, P.F.N.Anderson, Jr.B.Carter*

- Hearn et al // International Geology Review. 1995. Vol. 37. Pp. 780–812.
19. *Petra Diamonds Ltd. Annual reports and accounts. 2005–2015.*
20. *Ramsay R.R., Tompkins L.* The geology, heavy mineral concentrate, mineralogy and diamond prospectivity of the Boa Esperanca and Canada Verde pipes, Corrego D'Anta, Minas Gerais, Brazil // In: Proc. 5th Int Kimb. Conf., Araxa, Brazil, CPRM Spec. Publ. 1B. – Brasilia, 1991. Pp. 329–345.
21. *Robles-Cruz S.E.* Kimberlites associated with the Lucapa structure, Angola. – Universitat de Barcelona, 2013. Vol. 112. Pp. 5.
22. *Tectonic setting of kimberlites / H.Jelsma, W.Barnett, S.Richards, G.Lister* // Lithos. 2009. Vol. 112S. Pp. 155–165.
23. *The African upper mantle and its relationship to tectonics and surface geology / K.Priestley, D.McKenzie, E.Debayle and S.Pilidou* // Geophys. J. Int. (2008) 175, 1108–1126, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03951.x.
24. *The Akwatia diamond-bearing tuffsite dykes swarms (Ghana): syntectonic products of deep mantle origin* emplaced during the final stages of the Eburnian orogeny (2050–2000 Ma) / C.Delor, J.Milesi, J.Lafon, R.Krymsky // 20th Colloquium of African Geology, 2004.
25. *The evolution of lithospheric mantle beneath the Kalahari Craton and its margins. / W.L.Griffin, S.Y.O'Reilly, L.M.Natapov, C.G.Ryan* // Lithos. 2003. Vol. 71. Pp. 215–241.
26. *The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution / G.C.Begg, W.L.Griffin, L.M.Natapov et al* // Geosphere. 2009. Vol. 5. № 1. Pp. 23–50.26.
27. *Trace-element geochemistry and U-Pb dating of perovskite in kimberlites of the Lunda Norte province (NE Angola): Petrogenetic and tectonic implications / M.Castillo-Oliver, S.Gall, J.C.Melgarejo et al.* // Chemical geologia. 2016. Vol. 426. Pp. 118–134.
28. *U–Pb SHRIMP geochronology of zircon from the Catoca kimberlite, Angola: Implications for diamond exploration / S.E.Robles-Cruz, M.Escayola, S.Jackson et al.* // Chemical geologia. 2012. Vol. 310–311. Pp. 137–147.

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РИСУНКОВ

Рисунки и другие графические материалы представляются в цветном или черно-белом варианте в электронном виде. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала (170x237 мм). Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: графический редактор Corel Draw, JPEG и TIFF (только для фото), диаграмма Microsoft Excel. Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения. **Ксерокопии и сканированные ксерокопии не принимаются.** Подрисуночные подписи печатаются на отдельной странице. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

Распределение благородных металлов (Au, Ag) в рудах Гедабекского золотомедно-колчеданного месторождения (Малый Кавказ)

Г.С.ГУСЕЙНОВ (Научно-исследовательский институт Минерального Сырья при Министерстве Экологии и Природных Ресурсов Азербайджана; г. Баку, Az1117, ул. Х.Б.Натаван 16)

Рассмотрено распределение золота и серебра в рудах Гедабекского месторождения. Установлено, что в различных типах руд и мономинеральных фракциях основных сульфидных минералов (пирит, халькопирит, сфалерит) благородные металлы (Au, Ag) распределены неравномерно. По результатам полученных анализов построены гистограммы распределения золота и серебра, в которых отражены содержания названных металлов (в %) по различным типам руд и мономинеральным фракциям.

Ключевые слова: брахиантиклиналь, гистограммы, золото, мономинерал.

Гусейнов Гамет Сары оглы



mineral_xammal@mail.ru

Distribution of the precious metals (Au, Ag) in the ores of the Gedabek gold-copper-pyrite deposit (Lesser Caucasus)

G.S.HUSEYNOV (Ministry of Ecology and Natural Resources of Azerbaijan's Research Institute of Mineral Materials)

The article reviews noble metals (Au, Ag) distribution in the deposit ores. It was determined that gold and silver ores of different types are distributed irregularly. Based on the results of gold and silver mineral associations and monomineral fractions distribution analyses, histograms showing percentage of these metals are constructed.

Key words: brachyanticline, histograms, gold, monomineral.

Месторождение расположено в осевой части Шамкирского поднятия Лок-Гарабахской структурно-формационной зоны Малого Кавказа в пределах одноименного рудного района. Оно размещается в экзоконтактовой зоне гранитоидного интрузива в ядре экструзивной постройки центрального типа.

Месторождение эксплуатировалось с середины XIX в. до начала XX в. При эксплуатации месторождения было добыто 1 700 000 т руды, из которой выплавлено меди около 58 000 т и попутно извлечено более 3 т золота и 12 т серебра.

В недрах месторождения до сих пор сохранились руды с промышленными содержаниями полезных компонентов и не разведанные еще запасы комплексных руд, представляющих большую промышленную ценность. С этой точки зрения Гедабекское месторождение, спустя более 150 лет благодаря своему богатству, вновь стало одним из крупных центров горнорудной индустрии Азербайджана.

В настоящее время месторождение эксплуатируется американской компанией RV Investment Group Services LLC на основании подписанного в 1997 г. Азербайджанской Республикой контракта на разведку,

разработку и долевое распределение товарной продукции 9 золоторудных месторождений, в том числе Гедабекского месторождения.

В геологическом строении месторождения участвуют отложения средней и верхней юры, представленные вулканогенными породами нижнего и верхнего байоса, бата и келловей. Вулканыты нижнего байоса – базальты, андезибазальты и их туфы в ореоле Гедабекского интрузива интенсивно ороговикованы. Верхний байос представлен риолитами, которые перекрывают отложения нижнего байоса. Риолиты гидротермально изменены и превращены во вторичные кварциты. Породы батского яруса трансгрессивно залегают на риолитовой толще и сложены базальтами, частично андезитами и их туфами, а также туфобрекчиями. Отмеченные породы, в свою очередь, перекрываются туфогенно-осадочными и карбонатными отложениями келловей-оксфордского ярусов. Карбонатные отложения весьма ограничены и от контактового воздействия Гедабекского интрузива интенсивно метаморфизованы и превращены в везувиановые скарны. Интрузивные образования месторождения – габброиды, габбро, габбро-нориты, габбродиориты и диориты, кварцевые диориты и гранодиориты.

Структурная позиция месторождения определяется расположением его на крайнем юго-восточном погружении Шамкирского антиклинория, на стыке с Дашкесанским синклинорием и приуроченностью к юго-восточному борту брахиантиклинального поднятия, входящего в состав кальдеры Арыхдам. Наиболее существенными элементами тектоники являются Гедабекский, Федоровский и Западный разломы северо-восточного, субширотного и северо-западного направлений. Гедабекский разлом по существу представляет собой главную рудоконтролирующую структуру, определяющую позицию и размещение залежей месторождения.

Основные рудовмещающие отложения – верхнебайосские риодациты, превращенные в большинстве случаев во вторичные кварциты (монокварциты, кварц-каолинитовые и др.), в пределах которых размещены все известные залежи колчеданных руд. Они протягиваются широкой (500–700 м) полосой северо-западного простирания и перекрываются на западе Батскими андезито-базальтами, совершенно не затронутыми метасоматическими процессами.

Рудные тела месторождения имеют в основном форму уплощенных штоков (известно 12 штоков), гнезд, а также линзообразных тел различных размеров (рис. 1).

Штоки находятся на различных глубинах от современной поверхности и нередко связаны между собой серией разобогатенных рудных прожилков. Штоки по форме разнообразны. Мелкие штоки относительно изометричны, а крупные штоки (Арнольд, Вальтер, Федоров, Вернер) имеют весьма причудливые очертания, но отчетливо вытянуты в северо-западном и близмеридиональном направлении.

При минералогическом исследовании установлено, что основную массу гипогенных руд месторождения составляют пирит и халькопирит. В подчиненных количествах встречаются сфалерит, арсенопирит, теннантит, молибденит, галенит, марказит, пирротин. Другие минералы находятся в виде мелких выделений и представлены самородным золотом, серебром, магнетитом, гематитом и др. Из нерудных минералов развиты кварц, барит, доломит, лимонит, арагонит, гейландит,

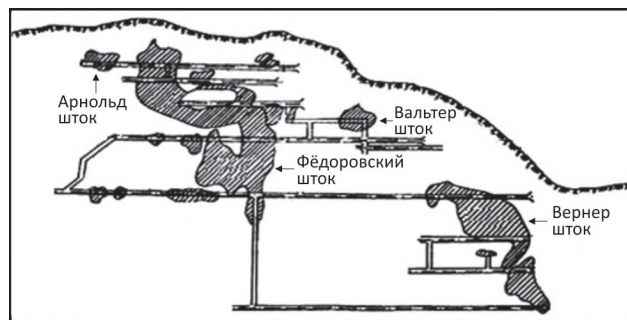


Рис. 1. Морфология и месторасположение рудных тел Гедабекского золотомедно-колчеданного месторождения (разрез рудной горы Мисдаг)

каолинит. Основные минералы гипергенных руд – гетит, гидрогетит, малахит, азурит, борнит.

В рудах Гедабекского месторождения выделяются кварц-пиритовая, пирит-халькопирит-сфалеритовая, кварц-карбонатная минеральные ассоциации.

Для изучения золотоносности и характера распределения благородных металлов (Au, Ag) в рудах Гедабекского месторождения автор данной статьи использовал результаты пробирного и химического анализов проб, отобранных из различных типов руд и мономинеральных фракций основных сульфидных минералов – пирита, халькопирита, сфалерита.

По данным результатов анализов установлено, что все перечисленные минеральные ассоциации и мономинеральные фракции сульфидных минералов являются золотоносными. Однако содержания и характер распределения золота и серебра в каждом типе руд и мономинеральных фракциях различны (табл. 1).

Как видно из табл. 1, в кварц-пиритовой минеральной ассоциации среднее содержание золота 0,8 г/т, а серебра – 13,6 г/т. В пирит-халькопирит-сфалеритовых типах руд концентрация золота более высокая, в среднем 2,3 г/т. В этой минеральной ассоциации основными носителями золота являются халькопирит и, возможно,

1. Распределение золота и серебра в различных типах руд и мономинеральных фракциях основных сульфидных минералов Гедабекского месторождения

Типы руд	Число проб	Содержание Au, г/т		Содержание Ag, г/т	
		Предел содержаний	Среднее	Предел содержаний	Среднее
Минеральные ассоциации					
Кварц-пиритовый	125	0,1–6,0	0,8	4,8–28,3	13,6
Пирит-халькопирит-сфалеритовый	130	0,1–8,0	2,3	0,9–163,0	36,2
Мономинеральные фракции					
Пирит	30	0,01–3,8	1,2	0,3–17,2	3,4
Халькопирит	23	0,2–24,1	3,8	1,2–38,7	8,9
Сфалерит	14	0,2–5,4	1,6	1,8–41,2	9,7

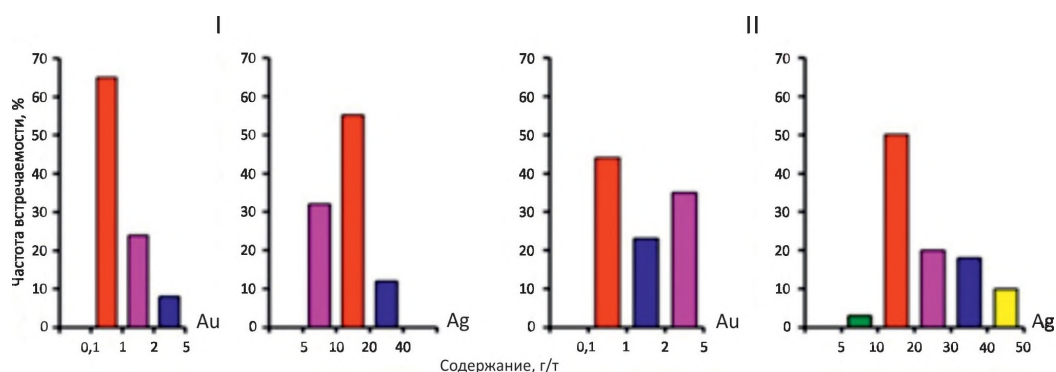


Рис. 2. Гистограмма распределения содержаний золота и серебра в сульфидных минералах Гедабекского месторождения. По данным пробирного и химического анализа

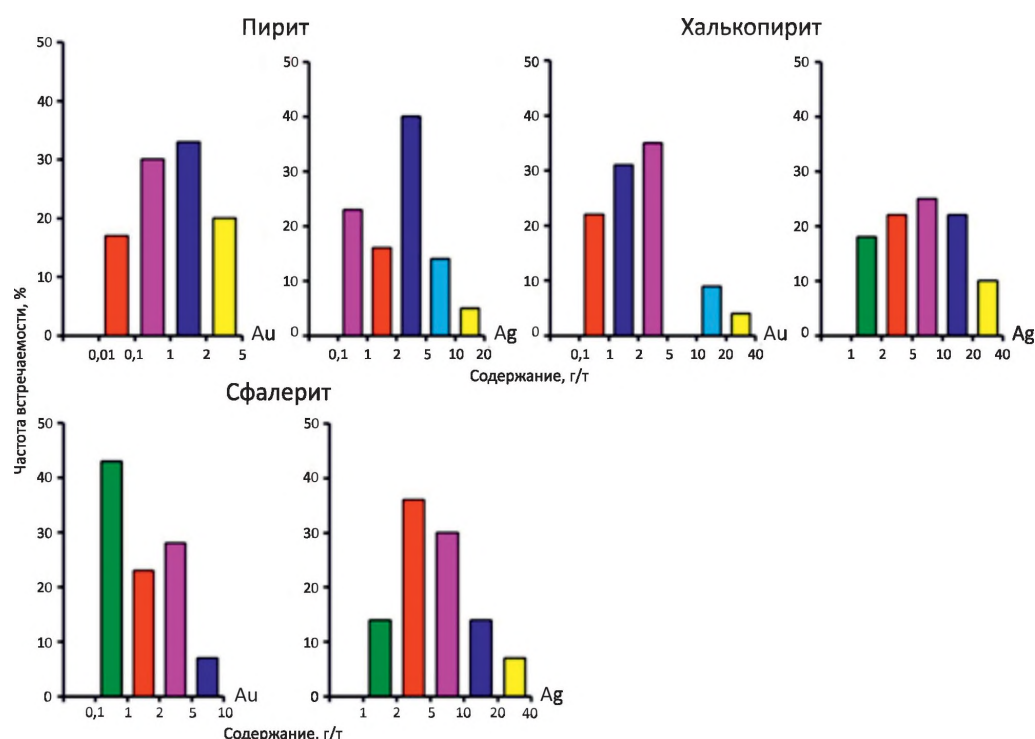


Рис. 3. Гистограмма распределения содержаний золота и серебра в мономинеральных фракциях и основных сульфидных минералах Гедабекского месторождения. По данным атомноабсорбционной спектроскопии

сфалерит, о чем свидетельствует золотонасность мономинеральных фракций халькопирита и сфалерита, составляющих в среднем 3,8 и 1,6 г/т соответственно (см. табл. 1).

На основе полученных результатов построены гистограммы распределения золота и серебра в различных типах руд (рис. 2).

Гистограммы распределения золота и серебра в кварц-пиритовых рудах показали, что максимум

частоты встречаемости соответствует интервалам 0,1–1,0 г/т по золоту и 10–20 г/т по серебру. Руды с таким содержанием составляют 65% по золоту и 54% по серебру. В пирит-халькопирит-сфалеритовых рудах концентрация благородных металлов (Au, Ag) более высокая. Здесь максимум частоты встречаемости соответствует 0,1–1,0 г/т по золоту и 10–20 г/т по серебру. Руды с таким содержанием составляют 43% по золоту и 50% по серебру, что косвенно подтверждается более

2. Результаты фазового анализа благородных металлов. По данным А.З.Ахмедова, А.В.Шиббаева, 2015

Формы нахождения благородных металлов	Абсолютное содержание, г/т		Распределение в руде, %	
	Au	Ag	Au	Ag
Свободное с чистой поверхностью	4,25	2,52	43,0	8,3
В сростках с открытой поверхностью	4,48	3,32	45,3	10,9
Заключенное в гидроксидах железа и карбонатах	0,47	18,85	4,8	62,0
Заключенное в сульфидных минералах	0,65	5,08	6,6	16,7
Заключенное в кварце	0,03	0,64	0,3	2,1
Итого:	9,88	30,41	100	100

высокой золотоносностью пирит-халькопирит-сфалеритовых руд.

Для изучения распределения золота и серебра в сульфидах Гедабекского месторождения были проанализи-

рованы мономинеральные фракции пирита, халькопирита и сфалерита. Результаты анализа показали, что в сульфидах отмечается широкое колебание содержаний золота и серебра. Это отражает наложенный характер

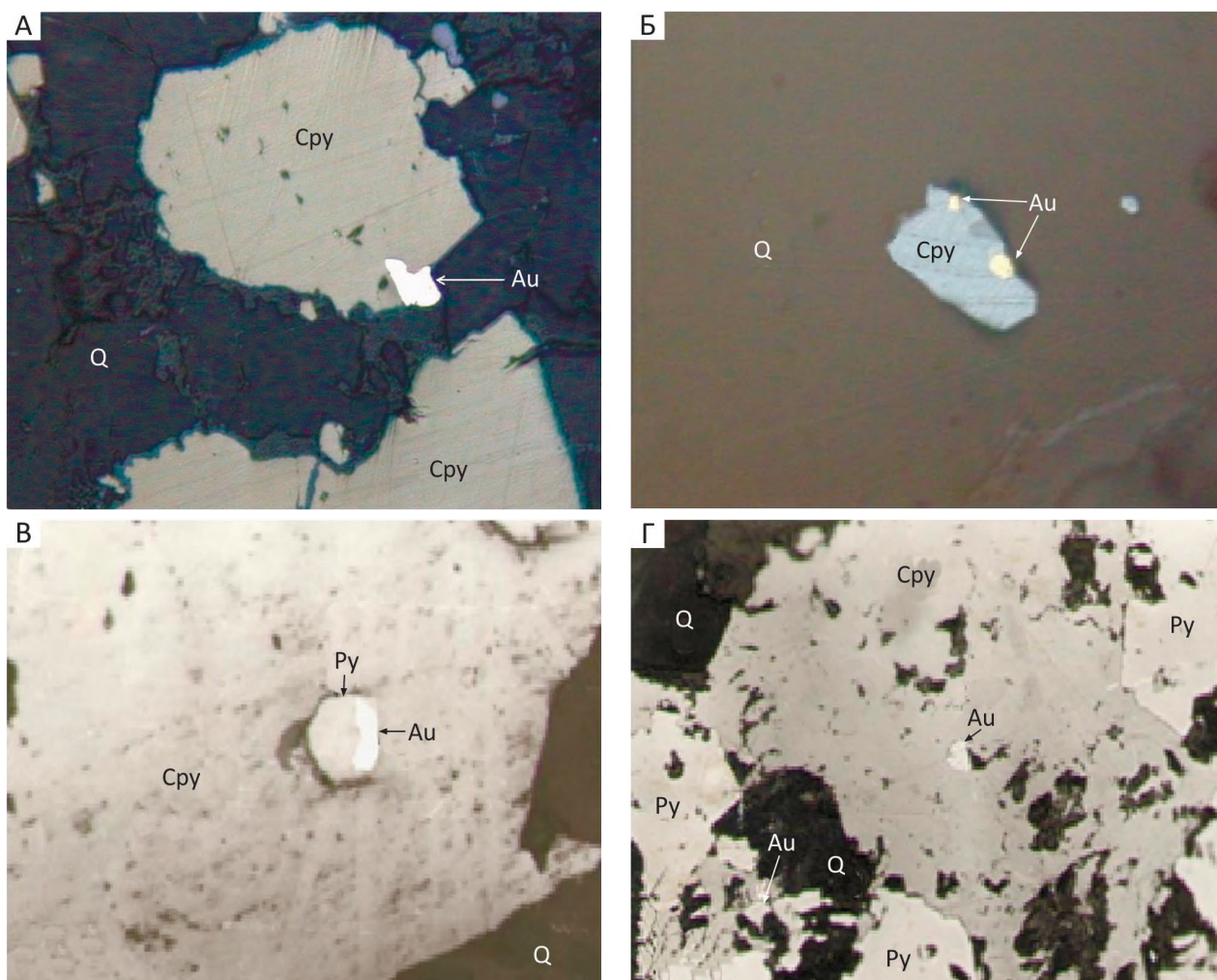


Рис. 4. Местонахождение золота в рудах Гедабекского месторождения (в аншлифах, увел. 250):

А – золото в сростках халькопирита; Б – золото в сростках пирита; В – золото в сростках с пиритом и халькопиритом; Г – золото внутри халькопирита

процесса накопления благородных металлов (Au, Ag) и косвенно показывает, что золото и серебро представлены микровключениями собственных минералов, и повышение их в сульфидах тесно связано с принадлежностью последних к определенной минеральной ассоциации и прямо согласуется с повышением содержания соответствующих элементов в рудах [4]. Поэтому наибольшие содержания золота свойственны халькопиритам, а серебра – сфалеритам (см. табл. 1).

На основании результатов проанализированных мономинеральных фракций основных сульфидных минералов построены гистограммы (рис. 3).

Гистограммы распределения золота и серебра в пирите показали, что частоты встречаемости соответствуют интервалам 1,0–2,0 г/т по золоту и 2,0–5,0 г/т по серебру. Мономинералы с таким содержанием составляют 34% по золоту и 40% по серебру. В халькопирите содержание золота более высокое. В отмеченном минерале максимум частоты встречаемости соответствует 2,0–5,0 г/т по золоту и 5,0–10,0 г/т по серебру. Мономинералы с таким содержанием составляют 34% и 25% соответственно. В сфалерите распределение благородных металлов (Au, Ag) показало, что частоты встречаемости соответствуют интервалам 0,01–0,1 г/т по золоту (42%) и 2,0–5,0 г/т по серебру (35%).

Золото в рудах Гедабекского месторождения четко связывается с ранней кварц-пиритовой и продуктивной пирит-халькопирит-сфалеритовой стадиями минералообразования. В кварц-пиритовых рудах золото представлено в виде субмикроскопических и тонкодисперсных образований, а в пирит-халькопирит-сфалеритовых рудах наблюдается увеличение среднего размера частиц самородного золота (0,01–0,3 мм). Это, по-видимому, связано с переотложением и укрупнением раннего мелкого и тонкодисперсного золота кварц-пиритовой ассоциации [3].

При микроскопическом исследовании установлено, что золото находится внутри халькопирита и в сростках с пиритом и кварцем (рис. 4).

Золото, располагающееся внутри халькопирита и пирита, по-видимому, выделялось одновременно с названным минералом, а золото, находящееся в сростках, дает основание предполагать более позднее его образование.

Следует подчеркнуть, что в рудах данного месторождения золото преимущественно расположено в свободном состоянии и в сростках с сульфидными минералами – пиритом, халькопиритом и реже кварцем.

Полученные автором настоящей статьи данные подтверждаются также результатами фазового анализа [1].

Как видно из табл. 2, в рудах Гедабекского месторождения преимущественное количество золота находится в свободном состоянии (43,0%) и в сростках с поздними сульфидными минералами (в основном халькопиритом) – 45,3%. Заключение золота в гидроксидах железа и сульфидных минералах невысокое (4,8 и 6,6% соответственно), а в кварце – 0,3%.

Таким образом, анализы распределения золота в различных типах руд и мономинеральных фракциях основных сульфидов, а также взаимоотношения самородного золота с другими минералами свидетельствуют о неоднократном отложении золота из растворов. Незначительная часть его кристаллизовалась синхронно с ранними сульфидами, главным образом с пиритом и рассеяна в них в тонкодисперсном состоянии; основная масса золота находится в халькопирите.

По материалам статьи можно сделать следующие выводы:

1. На данном месторождении основными рудовещающими отложениями являются верхнебайосские риодациты, превращенные в большинстве случаев во вторичные кварциты.
2. Распределение благородных металлов (Au, Ag) в рудах Гедабекского месторождения неравномерно.
3. В сульфидах отмечается широкое колебание содержания золота и серебра, которое свидетельствует о наложенном характере процесса накопления благородных металлов (Au, Ag).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмедов А.З., Шиббаева А.В. Разработка технологии обогащения золотомедно-колчеданных руд Гедабекского месторождения с проверкой схемы на полупромышленной установке // Вестник Бакинского государственного университета. Сер. естественных наук. 2015. № 6. С. 113–121.
2. Золото в медно-колчеданных рудах Гедабекского месторождения (Малый Кавказ) / В.М.Баба-заде, Г.С.Гусейнов, А.М.Исмаилова и др. // ВЕСТНИК Бакинского государственного университета. Сер. естественных наук. 2002. № 1. С. 117–126.
3. Крейтер В.М. Размер частиц золота в сульфидных месторождениях как признак пострудного метаморфизма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 1. С. 159–162.
4. Формы нахождения и распределения золота в главнейших минеральных рудах медно-колчеданных месторождений Южного Урала / И.В.Бентенгулова, В.И.Бентенгулов, И.М.Четырбиская, А.М.Филипонова // Труды ЦНИГРИ. 1974. Вып. 114. С. 156–162.

Палеорельеф фундамента Сибирской платформы и его влияние на формирование нефтегазоконденсатных месторождений

Н.И.АКУЛОВ, Р.Р.ВАЛЕЕВ (Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН); 664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128)

Приведена структурная карта поверхности кристаллического фундамента Сибирской платформы, охватывающая район Среднеботуобинского нефтегазоконденсатного месторождения. Установлено, что в период заложения Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области кристаллический фундамент платформы играл роль цоколя древнего эпиконтинентального бассейна седиментации, в пределах которого происходило захоронение мощных толщ биогенных (водорослевых) осадков. При этом слабо эродированный рельеф поверхности фундамента платформы способствовал возникновению нефтегазоносных продуктивных горизонтов в форме линзовидных залежей и структур притыкания. Характерной чертой Среднеботуобинского месторождения является наличие блоковой тектоники, способствовавшей возникновению покровно-надвиговых структур, а сохранившиеся на кристаллическом фундаменте продукты коры выветривания свидетельствуют о том, что опускание фундамента в районе Предпатомского прогиба было относительно быстрым.

Ключевые слова: нефть, газ, Среднеботуобинское месторождение, продуктивный горизонт, Непско-Ботуобинское поднятие, фундамент, Сибирская платформа.

Акулов Николай Иванович
Валеев Рушан Рушанович



akulov@crust.irk.ru
rushan-ap@rambler.ru

Old topography of the Siberian platform basement and its influence on the formation of oil-gas condensate fields

N.I.AKULOV, R.R.VALEEV (Federal State-Financed Scientific Institution Institute of the Earth's Crust of the Siberian branch of the Russian Academy of Sciences (IEC SB RAS))

The paper presents the structural map of the Siberian platform crystalline basement surface that covers the Srednebotuobiya oil-and-gas field. This allowed to establish the fact that at the initial stage of the Nepa-Botuobiya petroleum province the platform crystalline basement served as a socle for the ancient epicontinental sedimentation basin where the thick strata of biogenic (algal) sediments were buried. The weakly eroded relief of the platform foundation surface promoted occurrence of the oil-and-gas productive horizons in the form of lens and stitching structures. The Srednebotuobiya deposit is characterized by block tectonics, which contributed to the origin of tectonically screened structures, and the crust of weathering products preserved in the crystalline basement suggest a relatively rapid subsidence of basement within the Predpatom trough.

Key words: oil, gas, Srednebotuobiya field, productive horizon, Nepa-Botuobiya uplift, basement, Siberian platform.

Среднеботуобинское нефтегазоконденсатное месторождение (НГКМ) открыто А.К.Бобровым и его коллегами в 1970 г. Оно расположено на северо-восточном склоне Непско-Ботуобинского поднятия в пределах Непско-Ботуобинской нефтегазоносной провинции в 112 км юго-западнее г. Мирный (рис. 1).

Нефтегазоносным является преимущественно вендский терригенный комплекс осадочного чехла Сибирской платформы. Скопления нефти и газа приурочены к пластам разноразмерных песчаников и алевролитов. Основные нефтегазоконденсатные залежи вскрыты на глубине 1427–1950 м (осинский и ботуобинский горизонты).

Местами они приурочены к улаханскому и таллахскому горизонтам.

В период с 2008 по 2009 гг. на 12 скважинах было проведено бурение боковых горизонтальных стволов в пределах ботуобинского горизонта, которые значительно усилили приток нефти. К настоящему времени в центральной части месторождения пробурено 218 скважин, из которых 61 законсервирована. Большинство из законсервированных скважин готовы к эксплуатации.

В промышленную эксплуатацию НГКМ запущено в 2013 г. Транспортировка нефти осуществляется по собственному нефтепроводу протяженностью 169 км,

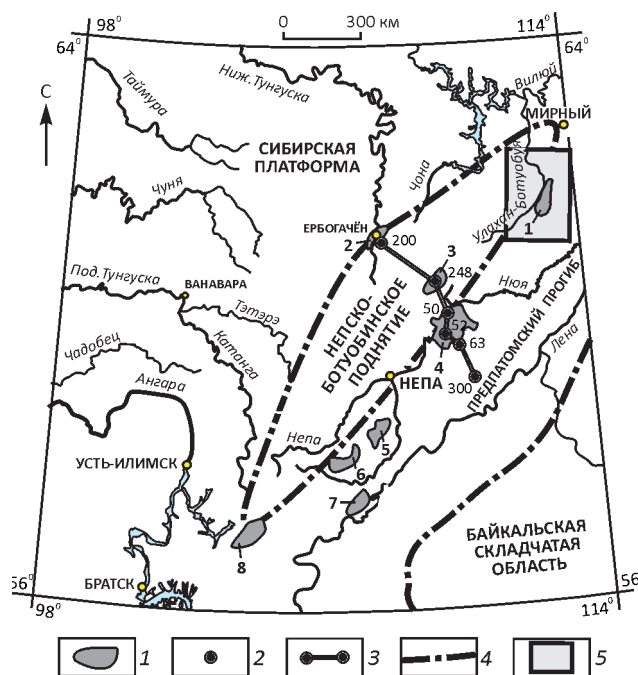


Рис. 1. Местоположение Среднеботуобинского нефтегазоконденсатного месторождения на территории рассматриваемого региона:

1 – нефтегазоконденсатные месторождения (1 – Среднеботуобинское, 2 – Ербогаченское, 3 – Могдинское, 4 – Верхнечонское, 5 – Дулисьминское, 6 – Ярактинское, 7 – Марковское, 8 – Верхнечитортминское); 2 – скважина и ее номер; 3 – профиль буровых скважин; 4 – границы тектонических структур; 5 – площадь детальных исследований

затем нефть поступает в трубопроводную систему «Восточная Сибирь–Тихий океан».

Ранее построенные сейсмические модели строения терригенных отложений по центральным районам Непско-Ботуобинской антеклизы, в том числе и проходящие через Среднеботуобинское НГКМ, способствовали выявлению продуктивных пластов [1, 10, 12, 15 и др.]. Тем не менее, они не позволили выявить какие-либо закономерности в распространении нефтегазовых горизонтов. Не было определено их реальное местоположение. Не были исследованы характерные особенности строения продуктивных горизонтов. До сих пор остается неизученным один из самых интересных и важных вопросов геологии данного региона – вопрос о связи продуктивных горизонтов с поверхностью кристаллического фундамента платформы.

Цель настоящей статьи – попытаться выявить какое влияние оказал палеорельеф фундамента южной части Сибирской платформы на формирование нефтегазовых пластов исследуемого региона.

Материалы и методы исследований. В основу статьи положен фактический материал, полученный в

процессе проведения полевых работ на Среднеботуобинском НГКМ в период 2014–2017 гг. Благодаря научному сотрудничеству с геологами–недропользователями получен литологический материал по 26 скважинам глубокого бурения. Детальному минералого-петрографическому изучению была подвергнута опорная скважина RX 85, на которой выполнен отбор керна и шламового материала. На различные виды анализов было отобрано около тысячи проб. *Фильтрационно-ёмкостные свойства* получены путем анализа результатов геофизических исследований в скважинах, выполненных компанией ООО «ТНГ-Ижгеофизсервис», а также в результате изучения кернового материала компанией ООО «Тюменский нефтяной научный центр». Бурение скважин проведено АО «Нижневартовскбурнефть» и ИФ ООО «РН-Бурение».

Результаты и обсуждение. Анализ материалов бурения глубоких поисковых скважин, а также данных, полученных в процессе изучения поверхности кристаллического фундамента с помощью вертикального сейсмического профилирования и гравиразведки, показал, что погребенный рельеф платформенного фундамента в районе Среднеботуобинского НГКМ расположен на глубине от 1,5 до 1,9 км. Его поверхность представляет собой пологоволнистый склон, направленный к востоку от Непско-Ботуобинского поднятия в сторону Байкальской горной области (рисунки 2 и 3). В зоне Предпатомского прогиба глубина погружения фундамента увеличивается от 2,1 до 3,1 км.

В 1986 г. на Четвертом Межведомственном стратиграфическом совещании была принята стратиграфическая схема исследуемых отложений для данного региона, а в 1988 г. она была утверждена Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК). Этой схемы придерживаются и авторы данной публикации [3]. Вендские отложения непской свиты и ее стратиграфических аналогов в пределах Предпатомского прогиба – курсовской и бюкской, вмещают основные запасы нефти и газа. Нефтегазоконденсатные скопления приурочены к поверхности фундамента и образуют ботуобинский продуктивный горизонт. Контур его развития и является границей Среднеботуобинского НГКМ, протяженность которого около 100 км, ширина до 32 км, а мощность до 38 м.

Как известно, в интервале между поздним кембрием и ранним силуром произошла коллизия Сибирского континента с Северо-Китайским, что привело к образованию основных складчатых деформаций в рифейских отложениях Байкало-Патомской зоны [15]. В эоцене они были активизированы за счет столкновения Евразийской плиты с Индостанским континентом. Катаклизмы сопровождалась надвигом Байкальских горных сооружений на осадочный чехол платформы и обусловили формирование Предбайкало-Патомского надвигового пояса [16]. Образование этого пояса сопровождалось деформацией осадочного чехла, активизацией соляной

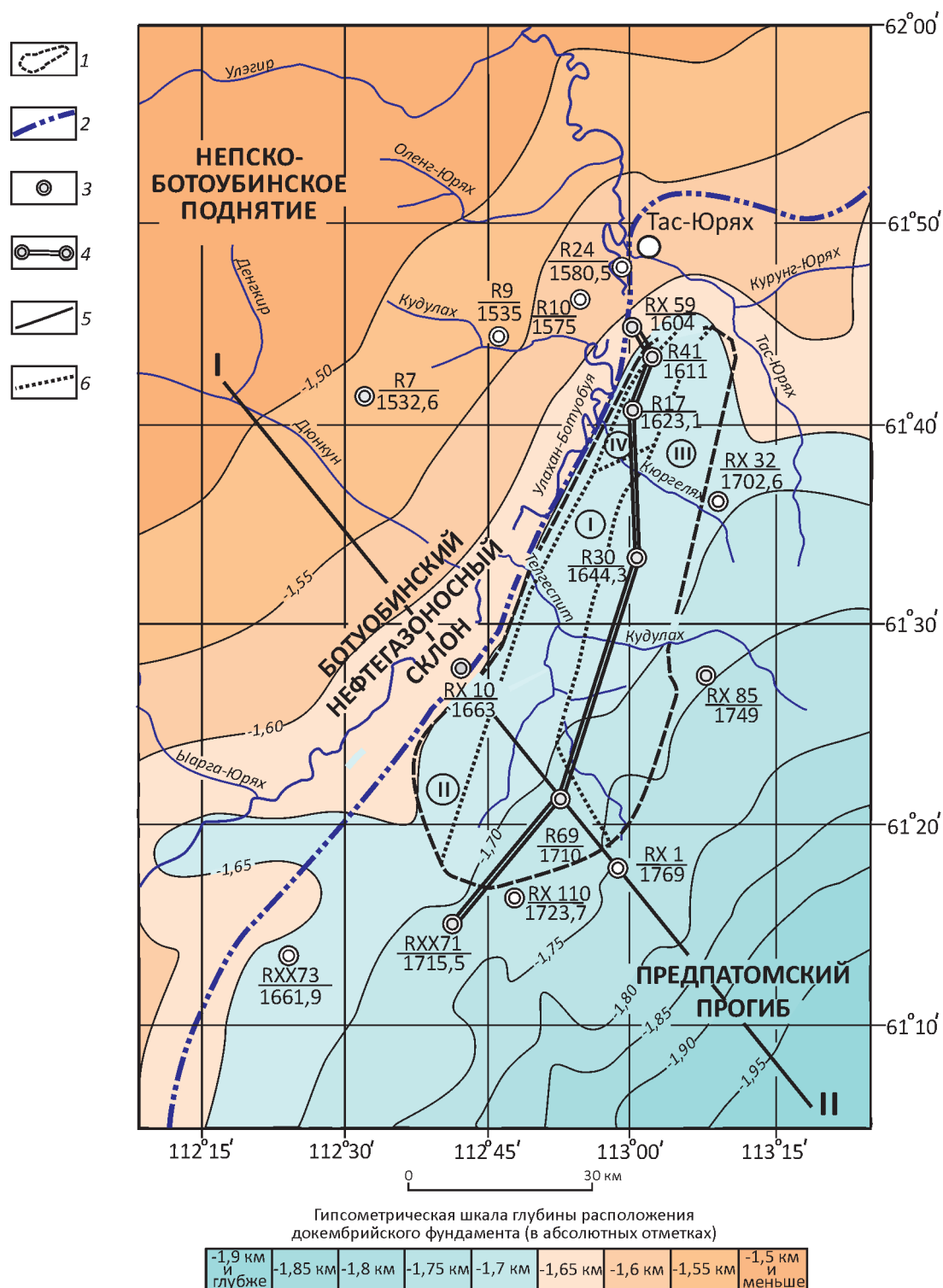


Рис. 2. Структурная карта по поверхности кристаллического фундамента Сибирской платформы в районе Среднеботуобинского НГКМ. Составители Н.И.Акулов и Р.Р.Валеев:

1 – контур Среднеботуобинского НГКМ; 2 – граница распространения Лено-Тунгусской нефтегазовой провинции; 3 – скважина и ее номер; 4 – профиль буровых скважин; 5 – изогипсы поверхности докембрийского кристаллического фундамента платформы (в километрах); 6 – границы тектонических блоков: I – Центральный, II – Западный, III – Восточный, IV – Северный; I-II – разрез по линии (см. рис. 3)

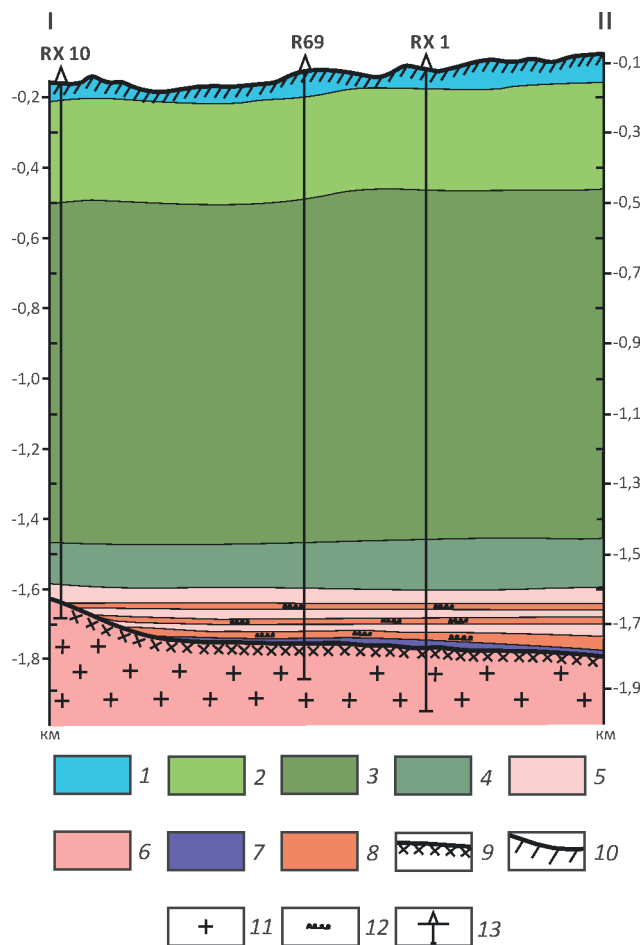


Рис. 3. Поперечный профиль нефтеносного склона кристаллического фундамента платформы:

1–6 – отложения: 1 – юрские, 2 – палеозойские (надсолевой комплекс), 3 – палеозойские (солевой комплекс), 4 – палеозойские (подсолевой комплекс), 5 – вендские, 6 – архейские; 7 – водоносный и 8 – нефтеносный горизонты; поверхность: 9 – фундамента, 10 – дневная; 11 – породы кристаллического фундамента; 12 – слоистые песчаники барового типа; 13 – скважина, ее номер и глубина фундамента

тектоники и внутрипластовой миграцией углеводородов, приведшей к формированию продуктивных нефтегазоносных горизонтов. Ярким примером проявления соляной тектоники на юге Сибирской платформы являются Жигаловский вал и Зона Непских складок [2, 14], а миграции углеводородных флюидов – возникновение Непско-Ботубинской нефтегазоносной области [8].

Анализ керна и шламового материала из скважин RX 85, RX 15, RX 61 и RX 21 показал, что накопление терригенных осадков, начавшееся в венде, синхронно образованию Предпатомского прогиба. Отмечено, что на продуктах коры химического выветривания, залегающих *in situ* на поверхности кристаллического

фундамента платформы, лежат дресвянистые и щебнисто-дресвянистые песчаники. Это серые массивные грубозернистые олигомиктовые породы, в составе которых господствует кварц. Выше по разрезу они переходят в разнотернистые серовато-коричневые и коричневые кварцевые песчаники. Вероятно, погружение фундамента древней платформы сопровождалось обширной ингрессией водных масс, которая привела к образованию пресноводного эпиконтинентального водоема.

Синхронно возникновению Предпатомского прогиба произошло образование Непско-Ботубинского поднятия, которое ограничило ингрессию вод в западном направлении платформы. Вдоль береговой зоны древнего бассейна седиментации сформировались песчаные пласты притыкания к фундаменту платформы. Толщина пластов увеличивается при продвижении от поднятия к восточной стороне прогиба, а песчаники постепенно замещаются алевролитами и аргиллитами. По мере расширения и углубления бассейна седиментации изменяется и гранулометрический состав терригенных осадков, перекрывающих продуктивные горизонты. Он становится тонкодисперсным и пелитоморфным, а затем хемогенным, состоящим из доломитов, известняков, солей, ангидритов и других пород. В связи с этим кровля у продуктивных пластов обладает плохими коллекторскими свойствами и выступает в роли флюидоупора, экранирующего продвижение углеводородных флюидов, и способствует их концентрации в виде нефтегазовых залежей.

Надвиговый пояс оказал огромное влияние на породы, слагающие Предпатомский прогиб. Его тангенциальное давление на весь осадочный комплекс пород способствовало латеральной миграции углеводородных флюидов и их аккумуляции в стратифицированных ловушках (песчаные пласты притыкания к фундаменту). В настоящее время внутрипластовое давление в продуктивных пластах на Среднеботубинском НГКМ составляет 133 атм. Начальное внутрипластовое давление составляло 140,1 атм, что является аномально низким для залежей, находящихся на данных глубинах. На пути внутрипластовой миграции углеводородов оказался восточный склон Непско-Ботубинского сводового поднятия. Поднятие приурочено к южной окраине крупного Маганского террейна [11]. Оно входит в состав кристаллического фундамента Сибирской платформы и простирается в северо-восточном направлении на расстоянии около 2 тыс. км (см. рис. 1). Медленное опускание Предпатомского блока Маганского террейна в обстановке стабильного растяжения пассивной окраины Сибирской платформы привело к возникновению Предпатомского прогиба (бассейна седиментации). Произошла перестройка речных русел и их ориентации в сторону нового бассейна седиментации. Атмосферные осадки и речные воды обусловили создание внутриплитного пресноводного водоема, вдоль западного побережья которого простирался обширный

песчаный пляж (см. рис. 2) [3]. На это указывает вещественный состав терригенного комплекса пород, залегающих на кристаллическом фундаменте, полное отсутствие хемогенных отложений и наличие многочисленных отпечатков пресноводных водорослей.

Следует отметить, что по данным В.В.Хоментовского и его коллег [5], а также В.В.Судаковой с соавторами [17] к востоку от Предпатомского прогиба располагался Байкало-Патомский мегабассейн, охватывавший всё Патомское нагорье и Байкальскую горную область, который существовал в обстановке пассивной континентальной окраины в системе стабильного растяжения, начиная с рифея и вплоть до раннего кембрия. По мнению авторов работ [5,17], это способствовало реализации потенциала нефтематеринских толщ всего рифея, венда и нижнего раннего кембрия. В результате чего к началу кембрийского периода здесь сформировались богатейшие нефтематеринские толщи.

Авторам импонируют и данные, полученные А.И.Ивановым [9], о том, что формирование Байкало-Патомской области началось в рифее–позднем палеозое в условиях последовательной смены палеотектонических режимов от окраинно-континентального осадконакопления (ранний рифей–венд) до коллизионных процессов (поздний кембрий–ранний силур), что предопределило возникновение золотоносной металлогенической провинции.

Коллизионные процессы, начавшиеся в позднем кембрии, привели к слиянию Предпатомского пресноводного бассейна с соленосным Байкало-Патомским морем, что обусловило широкое развитие и в акватории Предпатомского бассейна хемогенных отложений, бронирующих нефтегазоносные продуктивные горизонты.

Широкое развитие в Предпатомском пресноводном бассейне различных видов вендских водорослей свидетельствует о том, что средняя глубина эпиконтинентального водоема не превышала 30 м. По сведениям К.Х.Манна [18], самая высокая плотность произрастания сине-зеленых водорослей обычно расположена на глубинах от 10 до 25 м. Это определяется наличием света, проходящего через толщу воды, необходимого для нормального фотосинтеза.

На схематическом геологическом разрезе (см. рис. 3) показано, что кристаллический фундамент Сибирской платформы на Среднеботуобинском НГКМ представлял цоколь древнего Предпатомского бассейна седиментации, который контролировал его развитие до тех пор, пока верхнекембрийские осадки древнего бассейна седиментации не перекрыли Непско-Ботуобинское сводовое поднятие, после чего осадконакопление охватило почти всю Сибирскую платформу.

Пологонаклонный рельеф дна мелководного Предпатомского палеобассейна способствовал накоплению песчаных отложений, на которых произрастали вендские и раннекембрийские водоросли. Это обусловило аккумуляцию огромной массы терригенно-органоге-

ных отложений, которые впоследствии были перекрыты пелитоморфными и хемогенными породами. В процессе коллизионного тектогенеза Предпатомский палеобассейн подвергся многочисленным дизъюнктивным нарушениям, сопровождавшимся образованием гигантских чешуйчато-надвиговых структур.

Возникновение Непско-Ботуобинского поднятия произошло вдоль протяженных долгоживущих разломов, которые также осложнены второстепенными разломами. Тектонические нарушения оконтуривают Среднеботуобинское НГКМ, на котором субмеридиональными глубинными разломами обособлено четыре крупных тектонических блока – Западный, Северный, Центральный и Восточный (см. рис. 2).

В период 1976–1987 гг. для усиления нефтепритока на территории месторождения проведено 6 ядерных взрывов мощностью до 15 кт и 1 взрыв мощностью 3,2 кт для создания подземного нефтехранилища [7, 13]. Эти взрывы вызвали повышенную трещиноватость продуктивных горизонтов и усилили нефтеприток. Наибольшее разрушение вмещающих пород произвели два самых мощных и глубоких (до 576 м) взрыва «Кратон-3» и «Кратон-4» [4].

В процессе проведения буровых работ было выявлено, что почти всюду на поверхности кристаллического фундамента залегает каолиновая кора выветривания, толщина которой достигает 4 м. Она не входит в состав ботуобинского нефтегазоносного горизонта. В скважинах RXX71, R69 и R99 на коре выветривания залегают гравелисто-дресвяные песчаники с включением редких галек кварцитов, а в скважине 300 на размытой поверхности фундамента залегают мелкогалечные конгломераты (рисунки 4–5). Каолиновый состав глин из аргиллитовой пачки, залегающей в основании ботуобинского горизонта, свидетельствует о том, что они сформировались в процессе частичного размыва и переотложения коры выветривания. В кровле ботуобинского горизонта залегает пачка (17–20 м) доломитов с прослоями ангидритов, ангидрито-доломитов и доломитизированных аргиллитов, бронирующих НГКМ.

Подводя итог вышесказанному, следует констатировать, что в ордовикский период вся южная окраина Сибирской платформы была охвачена каледонским тектогенезом. Интенсивное сжатие активно проявилось и в Предпатомском прогибе. Складчато-надвиговые процессы сопровождались широким развитием сдвиговых деформаций, что привело к преобразованию органических веществ, накопившихся в составе отложений венда и кембрия, в углеводородные флюиды. Пачки верхнекембрийских аргиллитов, доломитов и солей, перекрывших нефтегазоносные коллекторы, способствовали экранированию восходящих потоков флюидов и содействовали их латеральной миграции.

С ботуобинским нефтегазоносным горизонтом связано около 90% разведанных запасов нефти и газа. Он состоит из серии линзовидных залежей с элементами

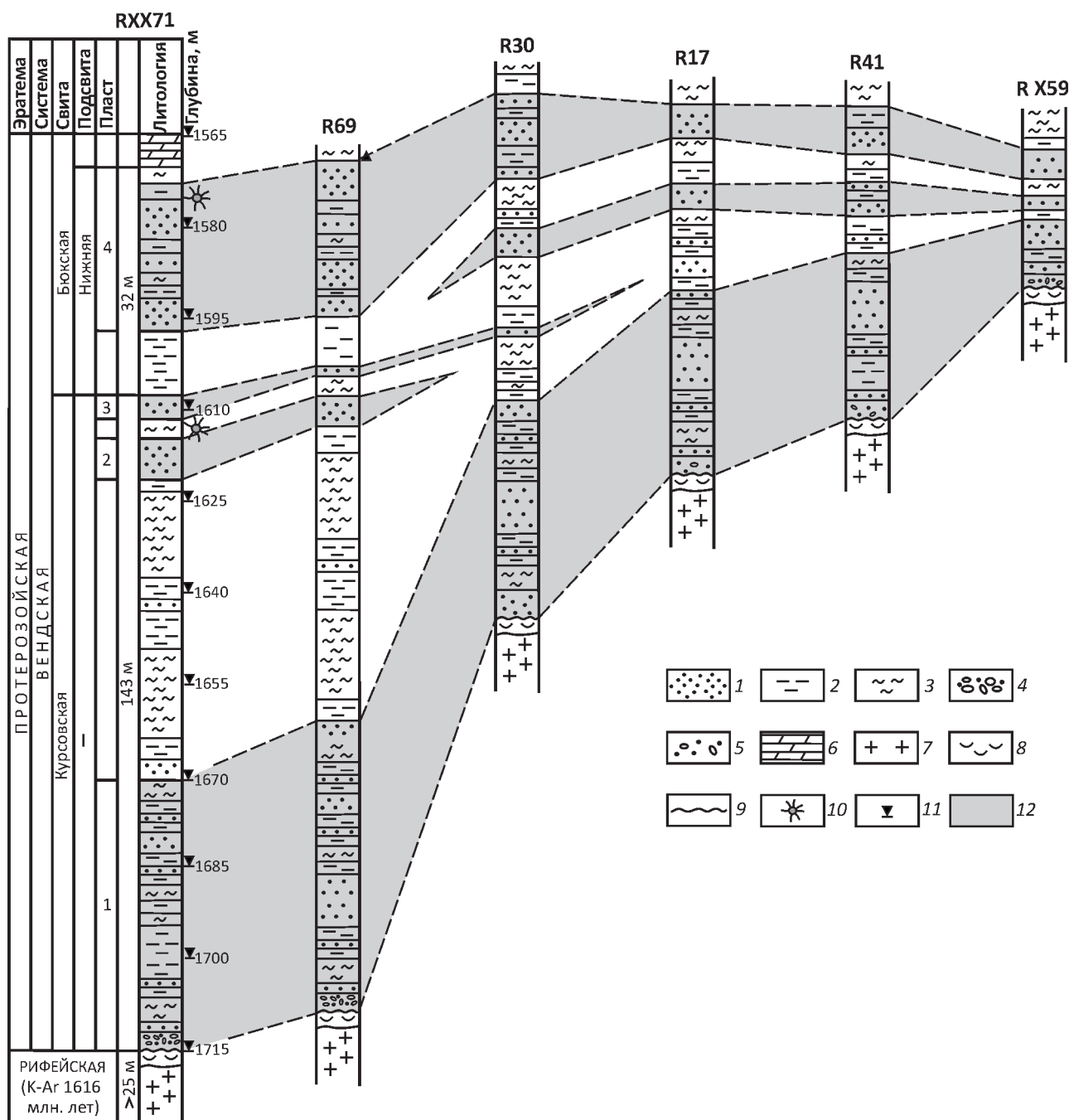


Рис. 4. Геологический разрез по опорным скважинам вдоль простирания Среднеботуобинского НГКМ (см. рис. 2):

1 — песчаники; 2 — алевриты; 3 — аргиллиты; 4 — мелкогалечные конгломераты и гравелиты; 5 — песчаники с «плавающей» галькой; 6 — доломиты; 7 — гранитоиды фундамента Сибирской платформы; 8 — продукты коры выветривания гранитоидов; 9 — граница стратиграфически несогласного залегания пород; 10 — микрофоссилии; 11 — глубина скважины (в м); 12 — нефтегазоносные горизонты; R — опорные скважины глубокого бурения и их номера

тектонического экранирования с проницаемостью до $0,6 \text{ мкм}^2$. Начальное пластовое давление составляет 14,1 МПа. Глубина залегания кровли основных раз-

веданных залежей изменяется в диапазоне от 1535 до 1578 м, а площадь самой большой продуктивной залежи с коэффициентом песчаности 0,84 равна

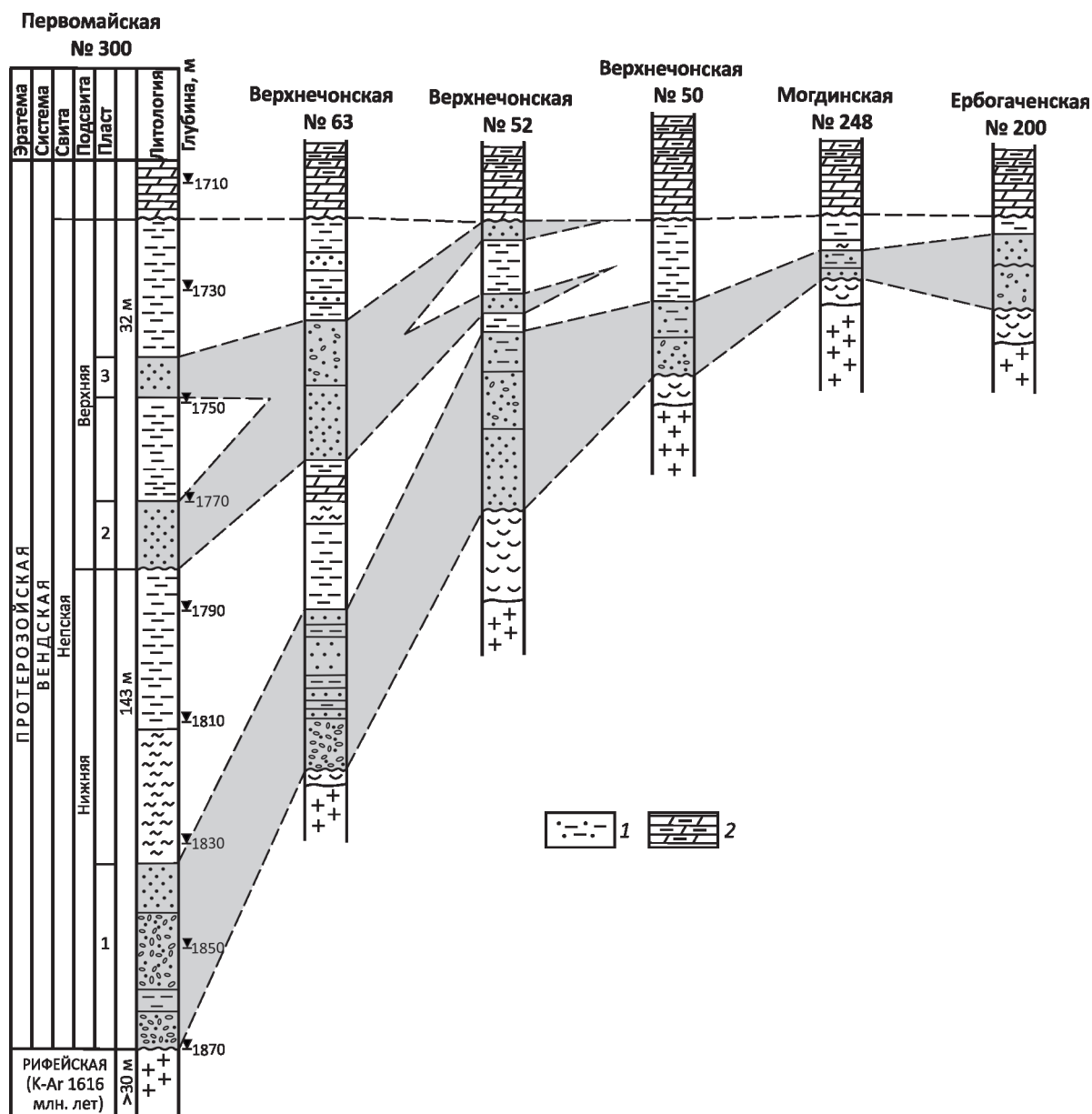


Рис. 5. Геологический разрез по опорным скважинам поперек простираия Непско-Ботубинского поднятия (см. рис. 1):

1 – песчаные алевролиты; 2 – мергели; остальные условн. обозн. см. на рис. 4

300 км². Средняя мощность нефтенасыщенной пачки 7,8 м, а газонасыщенной – 7,0 м, при этом ее средняя пористость составляет 0,15%.

Залежь осинского горизонта нефтегазовая, пластовая, литологически экранированная. При глубине кровли продуктивного пласта 1427 м, его мощность достигает 4 м. Нефтегазоносный коллектор карбонатный, поэтому пористость у него меньше и составляет 0,13%, с проницаемостью 0,015 мкм², пластовым давлением около 15,6 МПа и температурой около 8°C.

Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы:

1. Палеорельеф фундамента южной части Сибирской платформы предопределил условия осадконакопления нефтегазоносных коллекторов. Непско-Ботубинского НГКМ как на стадии их накопления, так и в процессе образования продуктивных пластов.

2. Формирование нефтегазоносных коллекторов происходило в пресноводном эпиконтинентальном бассейне седиментации в пределах Предпатомского

прогиба, цоколем которого служил кристаллический фундамент платформы.

3. Основные нефтегазоносные отложения приурочены к нижней ингрессивной части пласта, сложенной грубозернистым песчаным материалом, способствовавшим аккумуляции органогенного материала, а впоследствии – миграции углеводородных флюидов и возникновению продуктивных горизонтов.

4. Характерная черта Среднеботубинского месторождения – наличие блоковой тектоники, способствовавшей образованию тектонически экранированных нефтегазоносных структур.

5. Погребенные продукты коры выветривания, залегающей на кристаллическом фундаменте НГКМ, свидетельствуют о быстром опускании фундамента платформы в районе Предпатомского прогиба и об активной ингрессии пресных вод.

Выражаем благодарность Публичному акционерному обществу «Роснефть», а также компаниям ООО «Тюменский нефтяной научный центр», ООО «Ижгеофизсервис» (отделению «ТНГ-Групп»), АО «Нижневартовскбурнефть» и ИФ ООО «РН-Бурение» за доброжелательное сотрудничество и хорошие партнерские отношения. Большое спасибо докторам геолого-минералогических наук А.И.Мельникову, А.М.Мазукабзову (ИЗК СО РАН) и рецензенту, ознакомившимся с рукописным текстом, и сделавшим ряд конструктивных замечаний, которые были учтены в окончательном варианте статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абросимова О.О., Кулагин С.И., Кос И.М.* Применение сейсмической инверсии при изучении продуктивных отложений терригенного венда в пределах восточной части Мирнинского выступа (Непско-Ботубинская антеклиз) // *Известия Томского политехнического университета.* 2010. Т. 317. № 1. С. 73–77.
2. *Акулов Н.И.* Осадочные бассейны Ангарида. – Новосибирск: ГЕО, 2010.
3. *Акулов Н.И., Валеев Р.Р.* Особенности геологического строения Среднеботубинского нефтегазоконденсатного месторождения // *Известия Иркутского государственного университета.* 2016. Т. 18. С. 3–13.
4. *Артамонова С.Ю.* Техногенные радионуклиды в природных водах районов мирных подземных ядерных взрывов «Кратон-3» и «Кратон-4» // *Геозкология, инженерная геология, гидрогеология, геоэкология.* 2013. № 5. С. 417–428.
5. *Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) / В.В.Хоментовский, А.А.Постников, Г.А.Карлова и др.* // *Геология и геофизика.* 2004. Т. 45. № 4. С. 465–484.
6. *Вдовыкин Г.П.* Итоги применения подземных ядерных взрывов при разработке нефтяных месторождений // *Техника и технология.* 2010. № 2. С. 63–66.
7. *Геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Восточной Сибири.* – Л.: Недра, 1980.
8. *Дубровин М.А.* Соляная тектоника Верхне-Ленской впадины Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1979.
9. *Иванов А.И.* Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). – М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014.
10. *Каламкар Л.В.* Нефтегазоносные провинции и области России и сопредельных стран. – М.: Изд-во «Нефть и газ», 2005.
11. *Миклуленко К.И., Чомчоев А.И., Готовцев С.П.* Геолого-географические условия проведения и последствия подземных ядерных взрывов на территории Республики Саха (Якутия). – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2006.
12. *Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // *Геотектоника.* 2003. № 3. С. 3–21.
13. *Сейсмическая модель строения терригенных отложений венда центральных районов Непско-Ботубинской антеклизы / В.А.Конторович, С.А.Моисеев, М.Ю.Скуззатова, А.С.Следина* // *Геология нефти и газа.* 2009. № 1. С. 20–25.
14. *Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны / Ю.А.Зорин, А.М.Мазукабзов, Д.П.Гладкочуб и др.* // *Доклады РАН.* 2008. Т. 423. № 2. С. 228–233.
15. *Сметанин А.В.* Предбайкало-Патомский надвиговый пояс // *Геология нефти и газа.* 2000. № 1. С. 14–20.
16. *Смирнова Т.Г.* Глубинное строение Непского свода (по материалам региональных сейсмических зондирований) / Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Иркутск, 1983.
17. *Судакова В.В., Иванчик А.В., Куницына И.В.* Геологическое строение Предпатомского прогиба // *Нефтяное хозяйство.* 2011. № 4. С. 46–47.
18. *Mann K.H.* Seaweeds: their productivity and strategy for growth // *Science.* 1973. Vol. 182. Pp. 975–981.

К вопросам образования, поведения и фракционирования химических элементов, их изотопов и минералов в природных процессах

А.П.ЛИХАЧЕВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, к. 1)

Затрагиваются вопросы образования, поведения и фракционирования химических элементов, их изотопов и минералов в природных процессах. Допускается возможность мгновенного («безреакционного») синтеза этих веществ. Предполагается, что фракционирование стабильных изотопов в основном происходит за счет малочисленных их разностей, тогда как многочисленные (преобладающие) входят в состав базовой структуры минеральных и других соединений, находясь в малоподвижном состоянии. Отмеченные закономерности позволяют определять очередность и динамику кристаллизации ассоциирующих минералов горных пород и руд, прослеживать эволюцию и смену режима их образования.

Ключевые слова: образование, поведение, фракционирование химических элементов, изотопов, минералов.

Лихачев Александр Петрович



alexanderlikhachev@rambler.ru

Questions of formation, behavior and fractionation of chemical elements, their isotopes and minerals in natural processes

A.P.LIKHACHEV (Federal State Unitary Enterprise Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, FSUE TsNIGRI)

The issues of formation, behavior and fractionation of chemical elements, their isotopes and minerals in natural processes are discussed. The possibility of an instant («nonreactive») synthesis of these substances is allowed. It is assumed that less isotopes are mainly subjected to fractionation, while numerous (predominant) are included in the basic structure of mineral and other compounds, being in a low-mobility state. The noted regularities make it possible to determine the sequence and dynamics of crystallization of the associated minerals of rocks and ores, the evolution and the change in the regime of their formation.

Key words: formation, behavior, fractionation of chemical elements, isotopes, minerals.

Вопросы образования, поведения и фракционирования химических элементов, их изотопов и минералов в природных процессах во многом остаются актуальными как в теоретическом, так и практическом отношении. В статье изложены результаты и представления автора по затрагиваемой теме, полученные и сложившиеся в ходе геологических исследований и на основе литературных данных. При этом для выяснения и понимания закономерностей поведения элементов в геологических процессах привлекаются имеющиеся сведения об их происхождении и эволюции в догеологическое время с высказыванием собственных суждений по ряду событий. Основное внимание уделяется изотопам химических элементов. Сделана попытка увязать особенности их поведения в геологических процессах с условиями образования в космосе.

В основе обсуждений затрагиваемых вопросов лежат признанные в современной науке представления [3, 5,

8, 11, 12, 22, 23, 26, 27, 33, 34 и др.], согласно которым все сложные химические элементы и их изотопы произошли из простейшего и наиболее распространенного в природе элемента – водорода (^1H) – продукта Большого взрыва, состоящего из одного протона и одного электрона.

Образование всех других элементов стало возможным с переходом значительной части исходного водорода в нейтроны, одним из вариантов которого может быть слияние протона с электроном: $p+e \rightarrow n+\nu_e$ (протон+электрон→нейтрон+нейтрино). Численное соотношение объединяющихся протонов, нейтронов и электронов определяет количество существующих химических элементов.

Объединение протонов, нейтронов и электронов с образованием химических элементов и их изотопов в большинстве случаев происходит в условиях сверхвысоких температур ($\geq 10^9\text{K}$) и давлений ($\geq 10^{16}\text{ Па}$).

Каждый химический элемент и изотоп (в понимании автора) имеет свои особые P - T параметры синтеза.

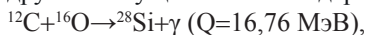
Как известно, изотопы являются разновидностями одного и того же элемента, различающимися количеством нейтронов при одинаковом числе протонов, или только количеством протонов – в случае водорода. Масса нейтрона ($1,675 \cdot 10^{-24}$ г) превышает массу протона ($1,673 \cdot 10^{-24}$ г) на 0,138%. В ядре химических элементов нейтроны составляют от 50% и более.

В современных представлениях полагается, что химические элементы более тяжелые, чем гелий, образуются в процессах эволюционного внутризвездного нуклеосинтеза и при взрывах сверхновых, являющихся, как считается, основным источником пополнения межзвездной среды элементами с атомными номерами больше He. При этом вопросам образования изотопов обычно не уделяется особого внимания, допуская, по-видимому, что они присущи обоим видам нуклеосинтеза.

Однако не исключено, что во внутризвездных процессах термоядерного горения, протекающих на протяжении многих миллионов (до $5 \cdot 10^9$ и более) лет в условиях, близких к равновесным, химические элементы могут синтезироваться в основном в моновариантном (безизотопном) виде (рис. 1, А) благодаря возможности достичь элементами предельно равновесного и устойчивого состояния. Вещество этих звезд (если они не взрываются), претерпев нормальную эволюцию, остается внутри них навсегда.

Изотопы же продуцируются (как полагает автор) преимущественно в неравновесных скоростных процессах, а именно при взрывах сверхновых, в условиях резкой смены P - T параметров (табл. 1). Здесь они образуются за счет реновации ранее сформированных безизотопных химических элементов, находящихся выше центральной (железной) части предсверхновой (см. рис. 1, А), превращающейся в нейтронное вещество.

В существующих в литературе концепциях о взрывах крупных ($>8M_{\odot}$) сверхновых полагается, что нуклеосинтез в них реализуется так же, как и при внутризвездном синтезе, но только за очень короткое время (0,1–10 с) – под воздействием сильной ударной волны, путем последовательного перехода одних элементов в другие с осуществлением ядерных реакций горения:



Этот вариант – последовательный синтез химических элементов при практически мгновенной вспышке сверхновых – вызывает сомнение. За сверхкороткое время надо пропустить через одно «ушко» поочередное образование колоссальных масс ($>8M_{\odot}$) всех элементов и их изотопов, что маловероятно даже при допущении в принципе невозможного – осуществления ядерных реакций со скоростью света.

В связи с этим ниже предпринята попытка рассмотреть события сверхновых с несколько иных позиций, не

выходя за рамки признанных представлений о составе и состоянии веществ в допускаемых обстановках и, исходя из того, что во взрывах имеются восходящая (по P - T параметрам) и нисходящая ветви – стадии (рис. 2, А).

Восходящая, вплоть до максимального пика взрыва, в основном является стадией разрушения веществ и хаоса (переводящей вещество в рассматриваемых случаях в смесь нейтронов, протонов и электронов), а нисходящая (сразу же после пика) – «созидания» и упорядочения с образованием (в данном случае из указанной смеси) химических элементов и их изотопов. Причем, если восходящая ветвь монотонна (из-за того, что процесс на этой стадии осуществляется в закрытых условиях), то нисходящая – волнообразна, вследствие перехода системы в открытое («разгерметизированное») состояние (см. рис. 2, Б).

Возможно, что с этими волнами связано существование периодических рядов и групп химических элементов, отраженных в таблице Д.И.Менделеева. Каждый их ряд создается определенной волной: первая, наиболее мощная волна, формирует X ряд наиболее тяжелых элементов, вторая – IX ряд, и так далее до II ряда (см. рис. 2, Б). Причем каждый из этих рядов начинается с более тяжелого в своем ряду элемента, образующегося первым в каждой волне. В каждой волне образование химических элементов происходит однотипно (в своем определенном P - T интервале) с однотипным строением их электронных оболочек.

Таким образом, получается, что продуктивными в отношении образования элементов и их изотопов являются первые девять волн. Эти волны свойственны практически всем взрывам сверхновых. Различие в массе сверхновых и мощности их взрыва изменяет только объем синтезируемого материала, оставляя постоянным его качество. Поэтому во вселенной существует один набор и однотипная распространенность химических элементов и их изотопов.

Ранние выбросы, обогащенные тяжелыми элементами (Fe и др.), могут оказываться на периферии сверхновых, как это наблюдается в продуктах сверхновой Кассиопея А (Cas A), считающихся вывернутыми наизнанку (*Space.com.*, 2017).

Взрыв предсверхновых ($>8M_{\odot}$), как принято считать, происходит по достижении ими избыточных масс за счет поступления последних из соседнего источника. Избыточные массы приводят к критическому гравитационному уплотнению центральной части звезды с фазовым, как полагает автор, переходом ее из элементарного в элементарное (нейтронное) состояние.

Переход сопровождается резким уменьшением объема вещества (от $156 \cdot 10^{-12}$ м радиуса атома Fe до $3,2935 \cdot 10^{-16}$ м радиуса нейтрона). Это вызывает схлопывание к центру всей массы предсверхновой с формированием (за счет мощного материального удара) нейтронного ядра и элементарной смеси нейтронов, протонов и электронов в вышележащих слоях (см. рис. 1, Б).

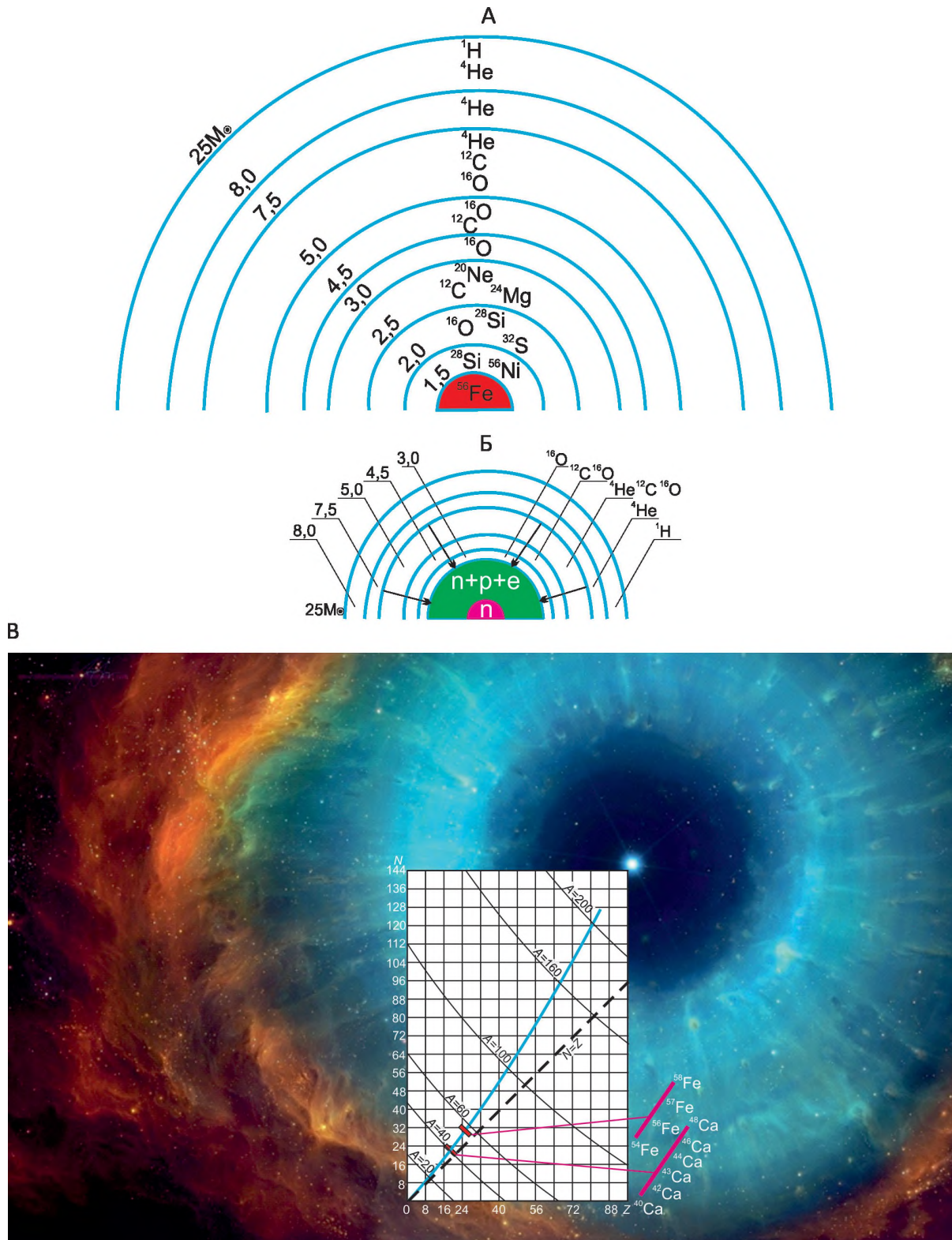


Рис. 1. Схемы эволюции сверхновых, $25M_{\odot}$:

А – предсверхновая перед вспышкой (Википедия, J.José; C.Iliadis, 2011); Б – стадия превращения центральной части в нейтронное вещество, а вышележащей в смесь элементарных частиц – нейтронов, протонов и электронов; В – стадия взрыва: образования нейтронного ядра, выброса смеси элементарных частиц с вышележащими слоями и синтеза химических элементов

1. Продуктивность нуклеосинтеза сверхновой SN 1987A [31]

Элементы	Масса ($M_{\odot}$)	Элементы	Масса ($M_{\odot}$)
^{12}C	0,114	^{45}Sc	$2,80 \cdot 10^{-7}$
^{13}C	$1,15 \cdot 10^{-10}$	^{46}Ti	$8,20 \cdot 10^{-6}$
^{14}N	0,00272	^{47}Ti	$3,55 \cdot 10^{-6}$
^{15}N	$6,48 \cdot 10^{-10}$	^{48}Ti	$2,20 \cdot 10^{-4}$
^{16}O	1,48	^{49}Ti	$6,17 \cdot 10^{-6}$
^{17}O	$9,86 \cdot 10^{-9}$	^{50}Ti	$1,12 \cdot 10^{-10}$
^{18}O	$8,68 \cdot 10^{-3}$	^{50}V	$2,15 \cdot 10^{-10}$
^{19}F	$7,84 \cdot 10^{-11}$	^{51}V	$6,82 \cdot 10^{-6}$
^{20}Ne	0,229	^{50}Cr	$3,56 \cdot 10^{-5}$
^{21}Ne	$3,03 \cdot 10^{-4}$	^{52}Cr	$9,09 \cdot 10^{-4}$
^{22}Ne	0,0293	^{53}Cr	$7,41 \cdot 10^{-5}$
^{23}Na	0,00115	^{54}Cr	$6,26 \cdot 10^{-9}$
^{24}Mg	0,147	^{55}Mn	$2,27 \cdot 10^{-4}$
^{25}Mg	0,0185	^{54}Fe	0,00252
^{26}Mg	0,0174	^{56}Fe	0,0760
^{27}Al	0,0155	^{57}Fe	0,00429
^{28}Si	0,0850	^{58}Fe	$4,30 \cdot 10^{-9}$
^{29}Si	0,00980	^{59}Co	$2,55 \cdot 10^{-4}$
^{30}Si	0,00719	^{58}Ni	0,0140
^{31}P	0,00105	^{60}Ni	0,00227
^{32}S	0,0229	^{61}Ni	$2,55 \cdot 10^{-4}$
^{33}S	$8,84 \cdot 10^{-5}$	^{62}Ni	0,00290
^{34}S	0,00126	^{64}Ni	$9,91 \cdot 10^{-14}$
^{36}S	$4,23 \cdot 10^{-7}$	^{63}Cu	$2,01 \cdot 10^{-5}$
^{35}Cl	$6,08 \cdot 10^{-5}$	^{65}Cu	$1,37 \cdot 10^{-6}$
^{37}Cl	$4,99 \cdot 10^{-6}$	^{64}Zn	$1,73 \cdot 10^{-5}$
^{36}Ar	0,00377	^{66}Zn	$8,50 \cdot 10^{-5}$
^{38}Ar	$3,30 \cdot 10^{-4}$	^{67}Zn	$5,46 \cdot 10^{-7}$
^{40}Ar	$4,77 \cdot 10^{-9}$	^{68}Zn	$1,17 \cdot 10^{-7}$
^{39}K	$3,76 \cdot 10^{-5}$	^{70}Zn	$7,91 \cdot 10^{-19}$
^{41}K	$1,59 \cdot 10^{-6}$	^{69}Ga	$1,11 \cdot 10^{-10}$
^{40}Ca	0,00326	^{71}Ga	$4,52 \cdot 10^{-16}$
^{42}Ca	$1,46 \cdot 10^{-5}$	^{70}Ge	$2,09 \cdot 10^{-12}$
^{43}Ca	$5,12 \cdot 10^{-6}$	^{72}Ge	$6,25 \cdot 10^{-19}$
^{44}Ca	$1,15 \cdot 10^{-4}$	^{73}Ge	$3,95 \cdot 10^{-23}$
^{46}Ca	$1,12 \cdot 10^{-11}$	^{74}Ge	$9,85 \cdot 10^{-23}$

Возникающая при этом ударная волна отбрасывает надъядерную часть назад к периферии и далее в космическое пространство (см. рис. 1, В).

Выброс вещества, представленного смесью нейтронов, протонов и электронов (см. рис. 1, В), сопровождается снижением в нем P - T параметров и декомпрессионным синтезом химических элементов, отличающимся от внутризвездного синтеза, проистекающего с повышением P - T параметров. При этом синтез элементов и их изотопов происходит практически мгновенно и одновременно, без обычных ядерных реакций, по типу фазового перехода первого рода.

Иначе говоря, центральная часть предсверхновой за счет гравитационного коллапса сжимается до пре-

дельного состояния и остается в нем навсегда (образуя нейтронную звезду, или черную дыру, в зависимости от исходной массы звезды). А вышележащая часть, претерпев ударное превращение в нейтронно-протонно-электронную смесь, отражается с разуплотнением и декомпрессионным синтезом химических элементов и их изотопов, сопровождающимся выделением колоссальной энергии (10^{50} – 10^{51} эрг) и свечением, наблюдаемыми при вспышке сверхновых.

Вероятно, существует общий P - T интервал синтеза химических элементов и их изотопов (см. рис. 1, В). В нем имеются зоны возникновения и устойчивости для каждого элемента и его изотопов. Наиболее тяжелые элементы, которым требуются большие усилия для объединения и удержания большого количества протонов и нейтронов, образуются при более высоких P - T параметрах, в зонах, более близких к нейтронному ядру. У каждого элемента существуют свои P - T пределы образования, определяющие возможности и количество продуцируемых в них изотопов – от безизотопного (в невариантном случае, при отсутствии собственного интервала) до многоизотопных.

Мгновенное образование закономерных веществ происходит и на минеральном уровне. Некоторым примером могут служить продукты опытов автора по воздействию сфокусированного лазерного луча на минералы, погруженные в воду [16]. При этом на поверхности образца, вследствие проявления светогидравлического эффекта, открытого акад. А.М.Прохоровым и его сотрудниками [2, 21], возникали сверхвысокие температуры ($>5000^{\circ}\text{C}$) и давления (>1 Гпа), переводящие исходное вещество в плазму. Из нее (с ее охлаждением и уменьшением P - T параметров), минуя обычные химические реакции, практически мгновенно вырастали монокристаллы минералов, в частности, идиоморфные кристаллы пироксена, соответствующие составу плазмы (рис. 3, А–Г).

Важно отметить, что в этих же опытах был получен еще один весьма необычный результат: после многократных ударов сфокусированного лазерного луча по образцу графита (помещенного в кювету с дистиллированной водой) и последующего произвольного испарения под тягой оставшейся воды, на дне кюветы образовались многочисленные идиоморфные, преимущественно полые кристаллы ромбической серы, включающей (судя по качественному анализу) все четыре ее изотопа – ^{32}S , ^{33}S , ^{34}S и ^{36}S (см. рис. 3, Д, табл. 2) [17]. В исходном веществе сера отсутствовала, не было ее и в окружающей среде. В связи с этим было сделано гипотетическое допущение о возможности проявления мгновенных ядерных преобразований в плазменной области. В микрообъеме центральной ее части могли происходить срыв электронных оболочек элементов и слияние ядер, например, по схеме $^{12}\text{C}+^{12}\text{C}+^{12}\text{C}=^{36}\text{S}$.

По современным представлениям энергии, генерированной в опытах, недостаточно для таких процессов.

Однако эти представления базируются на расчетах для «сухих» условий, без учета влияния светогидравлического эффекта, который мог добавлять и обеспечивать тем самым величину энергии, требуемую для ядерных превращений. При этом водная среда могла накапливать отдельные атомы синтезированного элемента и выделять их в виде твердых соединений при своем испарении.

Практически мгновенно синтезируются алмазы во взрывных процессах [10]. При этом считается, что кристаллы алмаза возникают на восходящей (разрушающей) ветви P - T параметров и в высшей ее точке, тогда как в действительности все происходит вверх нисходящей ветви, объединяющей разбросанные атомы углерода в упорядоченные кристаллические структуры, устойчивые в соответствующих P - T параметрах.

В геологических условиях мгновенно могут возникать кристаллы алмазов при резком прорыве высокотемпературной магмы в водо- и углеродсодержащие горизонты земной коры за счет температурно-гидравлического взрыва [9]. Подобным образом мгновенно возникают импактные алмазы в ударных кратерах [1].

Что касается химической и изотопной зональности в области взрывного нуклеосинтеза (см. рис. 1, В), вызванной резкой сменой P - T - C (состав) параметров, то ее в некоторой мере можно сравнить с зональностью минералов, кристаллизующихся в изменяющихся условиях, например, кристаллов плагиоклаза (рис. 4). На рис. 4, А видно, что кристаллизация плагиоклазов в резко меняющихся условиях приводит к резко зональному строению кристаллических зерен, то есть к образованию нескольких разновидностей одного и того же минерала, а по существу к возникновению своеобразных минеральных «изотопов». В другом случае, при кристаллизации в крупнообъемном магматическом массиве в мало изменяющихся (субравновесных) PT -условиях, кристаллы плагиоклаза не имеют зональности, минералогически «безизотопны» (см. рис. 4, Б).

В отношении стабильных изотопов химические элементы можно распределить по следующим категориям: элементы преимущественно легких (в своем ряду), тяжелых и разно-доминантных изотопов, и моноизотопные элементы (табл. 3).

Большинству доминирующих изотопов первой категории элементов свойственно четное число протонов и равное им количество нейтронов. Относясь к категории легких в своем ряду, они составляют основную часть вещества земной коры и планеты в целом. Иначе говоря, Земля состоит преимущественно из наиболее уравновешенных по массе и легких в своем ряду изотопов поро- и рудообразующих элементов.

Элементы второй категории с доминирующими тяжелыми в своем ряду изотопами имеют как четное, так и нечетное число протонов и нейтронов. Преобладающая их часть, наряду с элементами следующей категории, содержится в сравнительно небольших

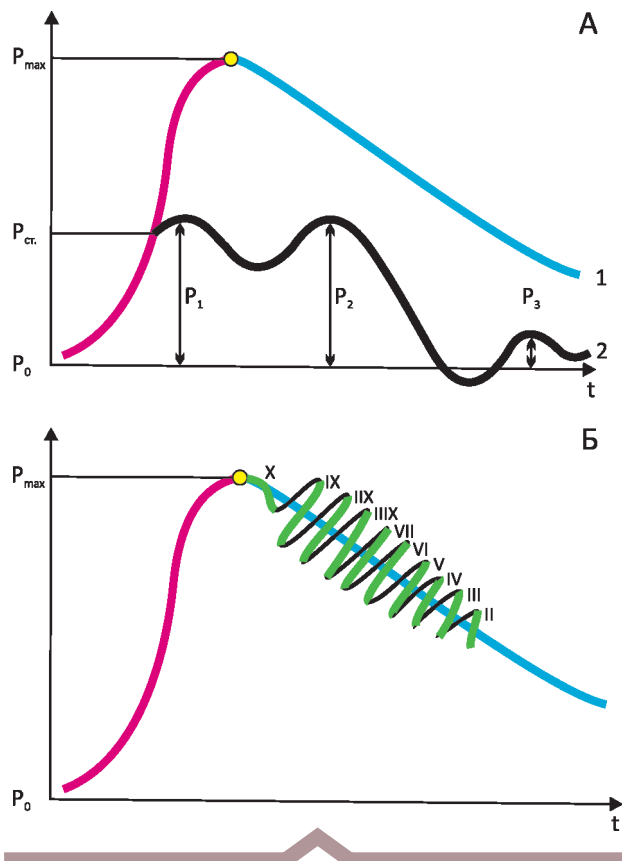


Рис. 2. Временная картина изменения давления в результате взрыва:

А – в герметичной (кривая 1) и негерметичной (2) камере; Б – предполагаемая при взрыве сверхновых (римскими цифрами обозначены места возможного образования рядов химических элементов)

количествах в веществе Земли, но многие могут создавать собственные минеральные соединения, входить в состав сложных минеральных фаз, а также быть примесными и рассеянными компонентами.

Моноизотопные элементы преимущественно состоят из нечетных чисел протонов и превышающих количественно четных нейтронов, возможно, по причине их образования в нонвариантных условиях при избытке нейтронов.

Содержание в земном веществе основных элементов и количество доминирующих в них изотопов показаны в табл. 4.

Свойственная Земле химическая и изотопная картина характерна и для состава протопланетного вещества, обычно принимаемого соответствующим составу межзвездных газопылевых облаков, сформированных преимущественно при взрыве сверхновых (см. табл. 1).

Это означает, что в целом земное вещество по своему составу соответствует общему космическому материалу, а некоторые имеющиеся отклонения могли быть

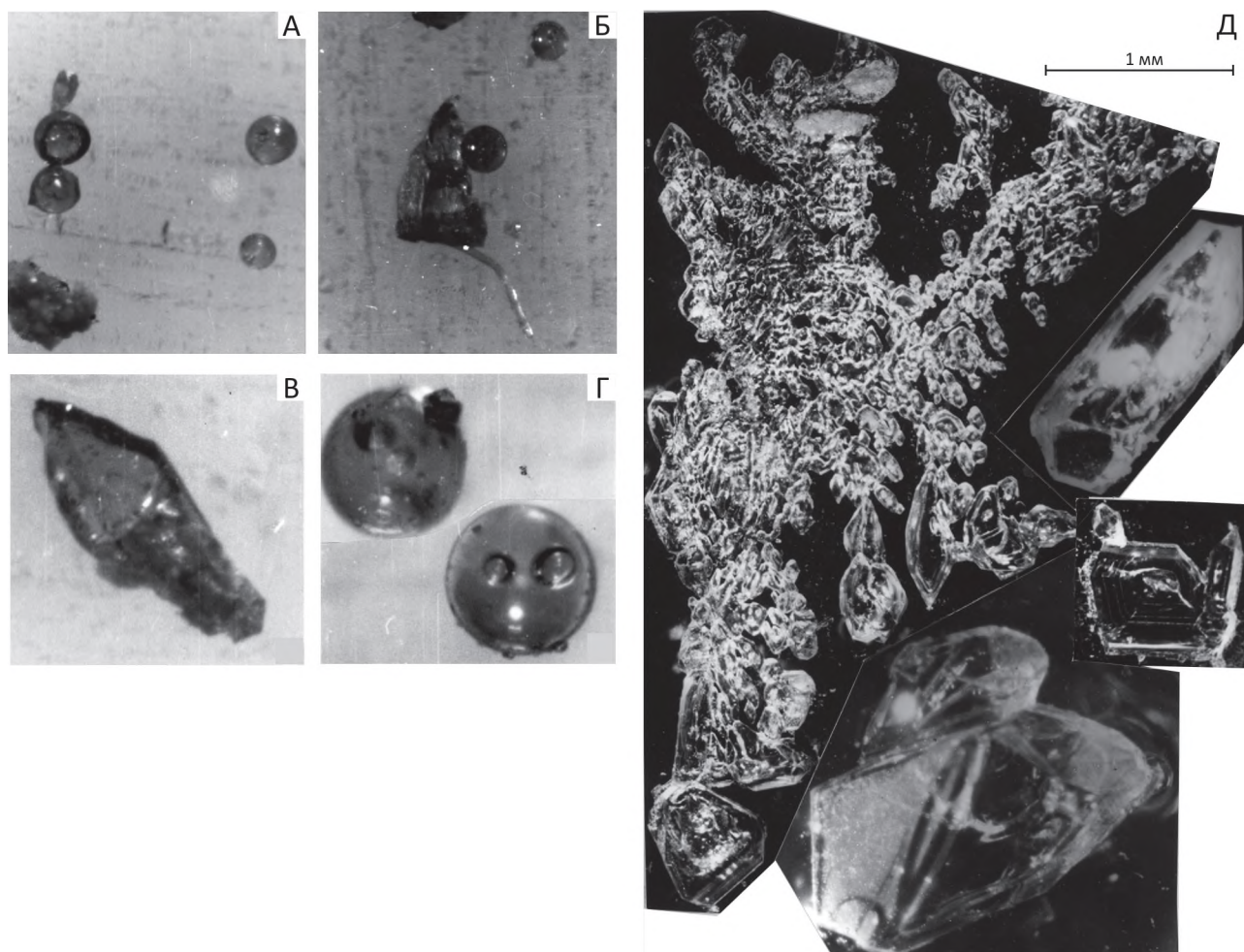


Рис. 3. Продукты, полученные при воздействии сфокусированного лазерного луча на полированную поверхность образцов пород, погруженных в воду [16, 17]:

А–Г – идиоморфные кристаллы и шарики силикатного вещества, увел. 130; приблизительные параметры воздействия: энергия импульса ~2 Дж, температура в фокусе ~6000°C, давление ~1 ГПа; Д – синтетические кристаллы серы, выпавшие при испарении водного раствора, полученного при воздействии лазерного луча на образец графита, погруженного в воду (энергия импульса ~5 Дж, температура в фокусе ~9000°C, давление ~100 ГПа)

связаны с внутриземной дифференциацией, осуществляемой на стадиях становления и эволюции планеты [17, 18], в магматических и гидротермальных процессах [14, 17]. Изотопные характеристики вещества Земли позволяют судить о характере, направленности и пределах его разделения при формировании и последующих преобразованиях планеты, путях и условиях накопления рудных и других веществ, образующих месторождения полезных ископаемых.

В изотопной геохимии [24, 25 и др.] принято считать, что основной причиной разного поведения и фракционирования стабильных изотопов в химических реакциях является различие в их массе, влияющей на подвижность изотопов. С повышением температуры

степень разделения изотопов снижается. Выделяются два вида процессов, приводящих к фракционированию изотопов: 1) процессы (реакции) изотопного обмена и 2) кинетические процессы, зависящие в основном от различий в скоростях реакций изотопных молекул. Молекула с легким изотопом более реакционноспособна, чем аналогичная молекула, содержащая тяжелый изотоп. Поэтому в односторонних реакциях, например, при растворении минералов, происходит предпочтительное накопление легкого изотопа в продуктах реакции. И, наоборот, в процессе кристаллизации минералы должны накапливать тяжелый изотоп.

Однако в реальности это не всегда так. Как известно, природные процессы в основном осуществляются в

неравновесных и исключительно сложных и нестабильных условиях, в которых одновременно сочетаются разнообразные варианты составов и параметров веществ, а также причин и характера фракционирования изотопов. Все это может приводить к нестандартным поведением изотопов, требующим особых объяснений. Например, большая подвижность легкого изотопа может быть связана не с его относительно малой массой, а с тем, что он более выгоден и устойчив в составе и структуре нового соединения.

Рассмотрим некоторые данные по фракционированию изотопов при кристаллизации магм и при нагреве и гидротермальном переотложении природных сульфидов.

Магматические процессы рассматриваются на примере кислорода. На рис. 5 показаны данные по расслоенному комплексу Бушвельд [32] и вулканитам Центральной Италии [30]. Исследовался следующий ряд минералов: оливин, орто- и клинопироксены, плагиоклаз, санидин и кварц. После оливина, в каждом из них содержание SiO_2 и ^{18}O обычно выше, чем у предыдущих минералов. В том же порядке эти минералы выделяются из магматического расплава, обогащающегося SiO_2 и ^{18}O в ходе его кристаллизации.

Из полученных данных видно, что в процессе кристаллизации мафит-ультрамафитовых расплавов происходит накопление в поздних продуктах тяжелого изотопа кислорода совместно с накоплением кремнезема и потому ранние минералы содержат меньшее их количество.

Можно предположить, что при этом накопление тяжелого изотопа кислорода происходит из-за более высокой подвижности легкого изотопа, обеспечивающей опережающее его вхождение в твердые соединения (что соответствует классическому объяснению), или вследствие большей потребности и устойчивости ^{16}O в структурах кристаллизующихся фаз.

В кристаллизующемся магматическом расплаве выделяемые твердые фазы находятся в окружении как легких, так и тяжелых изотопов химических элементов (в данном случае кислорода) и непосредственно контактируют с каждым из них. Поэтому в данном случае подвижность изотопа не играет существенной роли. Здесь действуют силы, обеспечивающие выборочное вхождение наиболее энергетически выгодных, подходящих и устойчивых изотопов в кристаллической решетке выделяемых фаз.

Обогащенные тяжелым изотопом кислорода минералы и породы образуются либо за счет легкоплавкой фракции исходного мантийного вещества, богатого кремнеземом, то есть за счет «силикатного» кислорода, либо за счет кислорода воды, являющейся остаточным продуктом испарения водных бассейнов. Первые характерны для практически безводных магматических пород основного, среднего и кислого составов, а вторые – для гидротермальных и хемогенных образований.

2. Рентгенограмма синтетической серы [17]

<i>I</i>	Эксперимент, <i>da/n</i>	Справочные значения, <i>da/n</i>
2	(6,3)	–
5	5,7	5,8 (3)
5	(4,2)	–
10	3,82	3,85 (10)
3	(3,54)	–
6	3,43	3,45 (5)
5	3,29	–
8	3,20	3,21 (7)
7	3,10	3,10 (6)
7	2,83	2,85 (6)
6	2,61	2,63 (5)
5	2,49	2,50 (4)
5	2,42	2,43 (4)
4	2,36	2,38 (3)
4	(2,28)	–
1	2,21	–
1	2,16	–
7	2,10	2,12 (6)
1	1,992	2,00 (1)
2	(1,961)	–
7	1,903	1,900 (6)
5	1,828	1,831 (4)
6	1,778	1,780 (6)
5	1,755	–
6	1,728	1,73 (5)
3	1,664	1,66 (3)
5	1,621	1,61 (6)
2	(1,598)	–
3	1,536	1,54 (1)
5	1,436	1,44 (4)
6	1,423	1,425 (6)
6	1,353	1,360 (6)
3	1,230	1,235 (2)

Примечание. Аналитик Л.П.Филиппова; съемка проводилась в камере с $D=57,3$ мм; $\text{FeK}\alpha + \text{K}\beta$ с неотфильтрованным излучением.

Породы, формирующиеся в результате разрушения магматических образований, имеют изотопный состав кислорода, близкий к составу исходных минералов.

Обогащенные легким изотопом кислорода минералы и породы формируются за счет тугоплавкой фракции исходного мантийного вещества, обедненной кремнеземом и тяжелым изотопом кислорода из-за более раннего плавления и выноса из нее легкоплавкой составляющей, а также за счет кислорода метеорной воды.

К первым относятся реститы мантийного материала, фрагментами которого могут являться редко встречаемые в неизменном виде альпинотипные ультрамафиты и дуниты щелочно-ультраосновных массивов, а ко вторым – разные образования магматического,

метаморфического и осадочного происхождения, сформированные с участием кислорода поверхностных вод, обогащенного легким изотопом. Примером для щелочно-ультраосновных массивов могут служить данные по оливинам исходных пород Инаглинского комплекса: $\delta^{18}\text{O}=3,2\text{‰}$ [4].

Фракционирование изотопов при нагреве и переотложении сульфидов показано в таблицах 5 и 6.

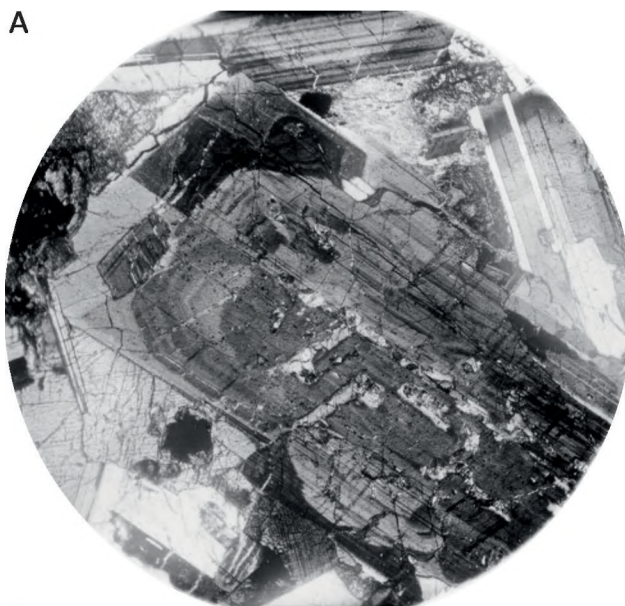
Эксперименты по нагреву в сухих условиях подробно описаны в [19, 20]. Поэтому здесь приводятся результаты только двух опытов (см. табл. 5).

В опыте № 245 измельченное (<1 мм) рудное вещество Талнахского месторождения (моноклинный+гексагональный пирротин ~ 76 мас.%, халькопирит $\sim 15\%$, пентландит $\sim 9\%$) весом ~ 1 г находилось в вакуумированной ампуле размером 350×25 мм. Нагрев ампулы осуществлялся таким образом, что в одном конце трубки, где находился сульфидный материал, поддерживалась более высокая температура ($1140^\circ\text{--}1190^\circ\text{C}$), чем в противоположной ее части ($250^\circ\text{--}300^\circ$), выступающей за пределы печи. После 5-часовой выдержки рудного вещества при данных температурах и резкого его охлаждения в воде в холодной части ампулы на ее стенках наблюдался желтый налет элементарной (сублимированной) серы. Рудный материал при этом имел вид сульфидного слитка. Изучение его показало, что более 80% сплава приходится на гексагональный пирротин (пирротиновый твердый раствор, m_{ss}), имеющий вид мелких изометричных зерен. Остальную часть составляет халькопиритовый твердый раствор (i_{ss}), выполняющий пространство между зернами пирротина. Анализ изотопного состава серы данного материала выявил его обеднение ^{34}S по сравнению с исходным веществом и обогащение этим изотопом сублимированной (вынесенной) серы (см. табл. 5).

В опыте № 251 исходное вещество того же состава, что и в опыте № 245, и весом 0,5 г в смеси с графитовым порошком нагревалось в открытой ампуле, находящейся в вертикальном положении в трубчатой печи. Судя по результатам анализа (см. табл. 5), здесь было достигнуто наибольшее изотопное фракционирование, полная величина которого, к сожалению, осталась неопределенной из-за того, что не удалось собрать и проанализировать вынесенную из исходного вещества серу. В охлажденном на воздухе продукте содержались гексагональный пирротин и троилит с мелкими включениями никелистого железа и халькопирит, ассоциирующий с выделениями металлической меди и борнита.

Эксперименты по кристаллизации сульфидных расплавов проводились в вакуумированных кварцевых ампулах размером 12×100 мм [20]. В опыте № 224 исходное вещество (пирротин ~ 60 мас.%, халькопирит $\sim 30\%$, пентландит $\sim 10\%$, $\delta^{34}\text{S}=+7,7\text{‰}$) в виде порошка весом 3 г нагревалось до 1250° и выдерживалось при этой температуре в течение 1 часа 30 мин., после чего подвергалось постепенному охлаждению со скоростью

А



Б



Рис. 4. Кристаллы плагиоклаза пород интрузии Норильск I [17]:

А – кристаллизация в резко меняющихся условиях (на пути внедрения магмы); Б – в субравновесных условиях (внутри основного тела, на месте его становления), увел. 10

$\sim 500^\circ/\text{час}$. В результате наблюдались дифференциация сульфидного вещества и фракционирование изотопов серы: в нижнем пирротиновом дифференциате $\delta^{34}\text{S}=+6,2\text{‰}$, а в верхнем халькопиритовом – $+8,5\text{‰}$. То есть, ранее выделяющийся пирротиновый продукт содержал в себе больше легкого изотопа ^{32}S , чем позднее кристаллизующийся халькопиритовый дифференциат, подобно тому как это имеет место в сульфидных рудах норильских месторождений [13].

3. Распределение химических элементов по изотопным категориям [28 и др.]

Элементы легких изотопов, %; Z/N	Элементы тяжелых изотопов, %; Z/N	Элементы разнотопных изотопов	Моноизотопные элементы, Z/N
¹ H – 99,9844	⁴ He – 99,999863; 2/2	^{70–76} Ge	⁹ Be 4/5
¹² C – 98,893; 6/6	⁷ Li – 92,48; 3/4	^{74–82} Se	¹⁹ F 9/10
¹⁴ N – 99,6337; 7/7	¹¹ B – 80,39; 5/6	^{79–81} Br	²³ Na 11/13
¹⁶ O – 99,763; 8/8	⁴⁰ Ar – 99,6; 18/22	^{78–86} Kr	³¹ P 15/16
²⁰ Ne – 90,92; 10/10	^{48–50} Ti – 84,79	^{90–96} Zr	⁴⁵ Sc 21/24
²⁴ Mg – 78,70; 12/12	⁵¹ V – 99,76; 23/28	^{92–100} Mo	⁵⁵ Mn 25/30
²⁸ Si – 92,21; 14/14	⁸⁸ Sr – 82,56; 38/50	^{96–104} Ru	⁵⁹ Co 27/32
²⁷ Al > 99; 13/14	¹¹⁵ In – 95,72; 49/66	^{102–110} Pd	⁷⁵ As 33/42
³² S – 95,018; 16/16	^{128–130} Te – 66,27	^{106–116} Cd	⁸⁹ Y 39/50
³⁵ Cl – 75,529; 17/18	¹³⁸ Ba – 71,66; 56/82	^{112–124} Sn	⁹³ Nb 41/52
³⁹ K – 93,08; 19/20	¹³⁹ La – 99,911; 57/82	^{121–123} Sb	¹⁰³ Rh 45/58
⁴⁰ Ca – 96,94; 20/20	^{140–142} Ce – 99,55	^{124–136} Xe	¹²⁷ J 53/74
⁵² Cr – 83,76; 24/26	¹⁸¹ Ta – 99,9877; 73/108	^{142–150} Nd	¹³³ Cs 55/78
⁵⁶ Fe – 91,66; 26/30	¹⁸⁷ Re – 62,93; 75/112	^{144–154} Sm	¹⁴¹ Pr 59/82
⁵⁸ Ni – 67,88; 28/30	^{189–192} Os – 83,5	^{151–154} Eu	¹⁵⁹ Tb 65/94
⁶³ Cu – 69,09; 29/34	¹⁹³ Ir – 62,7; 77/116	^{152–169} Cd	¹⁶⁵ Ho 67/98
⁶⁴ Zn – 76,7; 30/34	^{194–198} Pt – 99,21	^{156–164} Dy	¹⁶⁹ Tu 69/100
⁸⁵ Rb – 72,15; 37/48	²⁰⁵ Tl – 70,50; 81/124	^{162–170} Er	¹⁹⁷ Au 79/118
¹⁷⁵ Lu – 97,41; 71/104	²³⁸ U – 99,2739; 92/146	^{168–176} Yb	²⁰⁹ Bi 83/126
		^{174–180} Hf	²³² Th 90/142
		^{180–186} W	
		^{196–204} Hg	
		^{204–208} Pb	

4. Содержание преобладающих породо- и рудообразующих элементов Земли и количество доминирующего в них изотопа [6, 7, 29 и др.]

Элементы	Содержание элементов, мас. %			Количество доминирующего изотопа, %
	Кора	Мантия	Ядро	
O	49,13	44,8	0,0	¹⁶ O – 99,763
Si	26,0	21,0	6,0	²⁸ Si – 92,21
Al	7,45	2,2		²⁷ Al – >99,0
Fe	4,2	5,8	85,5	⁵⁶ Fe – 91,66
Ca	3,25	2,3		⁴⁰ Ca – 96,94
K	2,35	0,03		³⁹ K – 93,08
Mg	2,35	22,0		²⁴ Mg – 78,70
H	1,00			¹ H – 99,9844
C	0,35			¹² C – 98,893
Cl	0,2			³⁵ Cl – 75,529
S	0,1	1,9		³² S – 95,018
Сумма	96,08	98,43	91,5	

Опыты по гидротермальному переотложению сульфидов проводились в условиях температурного перепада по ранее описанной методике [15, 19, 20]. Исследуемое вещество и водный раствор находились в запаянной кварцевой ампуле размером 380×12 мм,

которая помещалась в стальном автоклаве, содержащем дистиллированную воду для компенсации давления в ампуле, или (при работе с титановыми автоклавами) загружались непосредственно в автоклав, без изоляции от его стенок. Нагрев автоклавов осуществлялся в горизонтальных трубчатых печах.

Как видно из табл. 6, в большинстве экспериментов (за исключением опытов с галенитом) наблюдался предпочтительный вынос из исходного вещества тяжелого изотопа ³⁴S и обогащение им ранних продуктов кристаллизации. При переотложении галенита отмечалась иная картина – обогащение ранних продуктов отложения изотопом ³²S.

Приведенные примеры показывают поведение изотопов, несколько отличающееся от принятых представлений. Объяснение этому приводится ниже.

В целом можно констатировать, что фракционирование стабильных изотопов химических элементов обычно осуществляется на рубеже перехода элементов из одних сред и состояний в другие, чаще всего из расплава или раствора в твердое (минеральное) соединение, и наоборот. При этом определяющую роль может играть не подвижность изотопа, как таковая, а «потребность» в нем и его «пригодность» в кристаллизующемся минерале, точнее, в его кристаллической структуре.

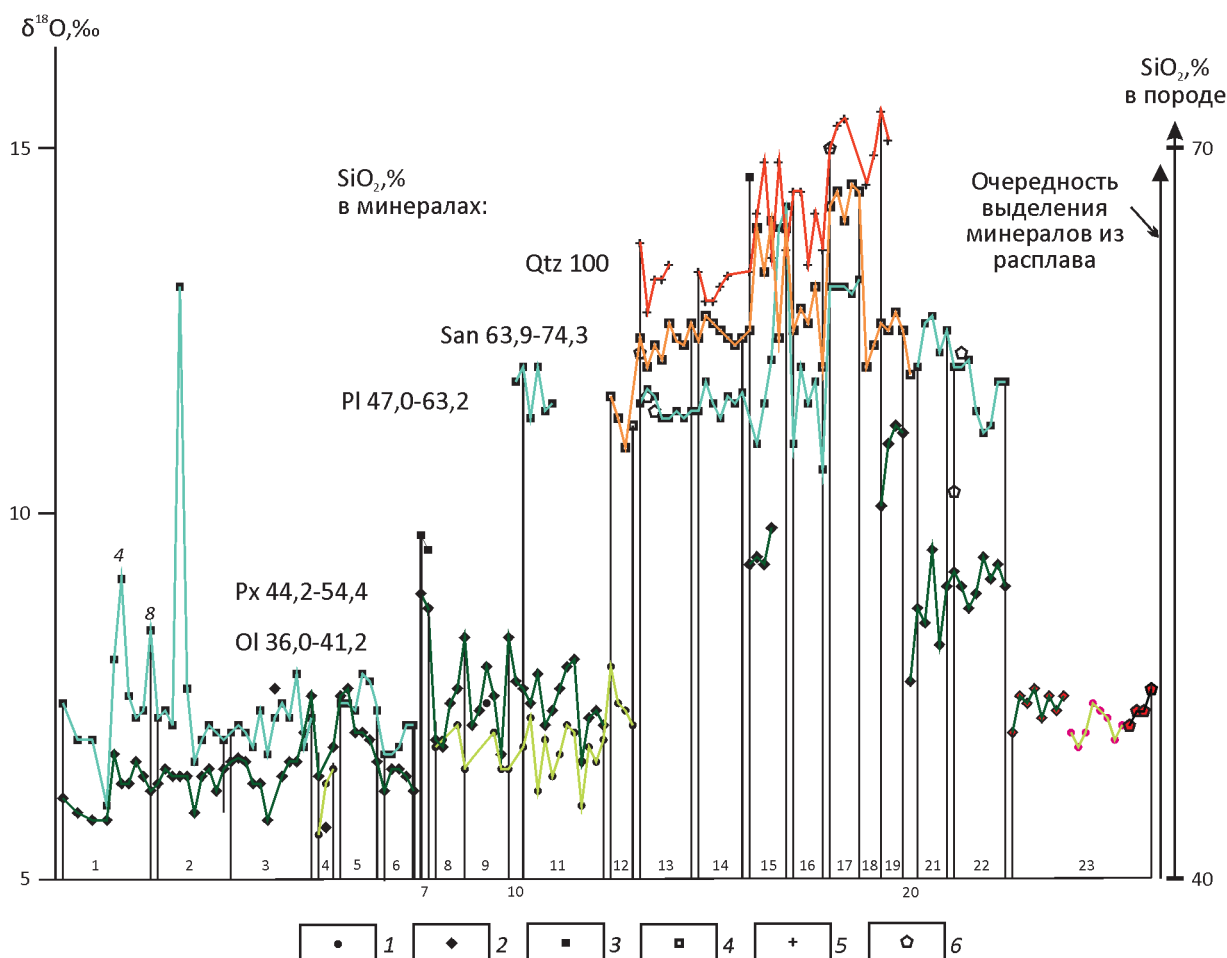


Рис. 5. Изотопный состав кислорода минералов пород Бушвельдского комплекса (1–6) [32] и вулканитов Центральной Италии (7–23) [30]:

ассоциирующие минералы: 1 – оливин (Ol), 2 – пироксены (Px), 3 – плагиоклаз (Pl), 4 – санидин (San), 5 – кварц (Qz), 6 – матрикс (Mx); породы: 1 – верхняя зона – UZ (кварцевый анортозит, оливковое габбро, магнетит-оливковое габбро, магнетитовый габбронорит, магнетитовое лейкогаббро, пятнистый анортозит, лейкогаббронорит, магнетитовый лейкогаббронорит, габбронорит, норит), 2 – главная зона – MZ, граница между верхней и главной зоной на глубине 1575,81 м – UZ–MZ (габбронорит, норит, анортозит, лейконорит, меланорит), 3 – пироксенитовый горизонт 1969–1973 м, пятнистый анортозит, габбронорит, лейконорит, лейкогаббронорит, анортозит, оливковый габбронорит, троктолитовый слой, 4 – нижняя зона – LZ (гарцбургит, пироксенит), 5 – нижняя зона (норит, пироксенит), 6 – критическая зона – CZ, Риф Меренского – MR (норит, пегматоид), 7 – фоналит, 8–9 – шошонит, 10 – фонотефрит, 11 – калиевый трахибазальт, 12 – лампроит, 13–17 – риолит, 18–19 – трахит, 20 – шошонит ксенолита, 21–22 – латит, 23 – андезито-базальт; красным цветом (порода 23) обозначены минералы и матрикс практически одновременной (субэвтектической) кристаллизации

5. Фракционирование изотопов серы при нагреве сульфидов в «сухих» условиях [20]

№ опыта	Режим нагрева		δ ³⁴ S, ‰			Величина и знак фракционирования, ‰
	T, °C	Время, час.	Исходный материал	Продукты нагрева		
				Остаток от исходного	Сублимированная сера	
245	1140–1190	5	+10,56	+9,6	+12,8	+3,2
251	860	6	+10,56	+5,9	–	>+4,7

6. Фракционирование изотопов серы при гидротермальном перераспределении сульфидов [20]

№ опыта	Состав исходного вещества	Состав исходного раствора	Вес			рН раствора		T _{max} опыта, °C			Исходное вещество	δ ³⁴ S, ‰				Знак фракционирования, ‰
			Исходного вещества, г	Вновь образованного вещества, г	До опыта	После опыта	В зоне растворения	В зоне кристаллизации	Продукты кристаллизации							
									Стадии							
									ранняя	средняя		поздняя				
90	Po(г+м) 75мас.%, Cr 10%, Pn 15%	10% NH ₄ Cl	12	1	–	–	290	182		+10,5	+12,0; Po (г)	–	–	+2,0		
97	То же	То же	11	2	–	–	359	200		+10,5	+11,5; Po (г)	–	–	+1,0		
98	То же	5% NH ₄ Cl	1,3	0,1	–	–	354	350		+10,5	+12,2; Po (г)	–	–	+2,3		
95	То же	1% NH ₄ Cl	10	0,1	–	–	305	187		+10,5	+12,2; Po (г)	–	–	+2,3		
100	То же	10% NH ₄ Cl	21	3	–	–	466	352		+10,5	+11,2; Po (г+м)	–	–	+1,3		
114	Po(г+м) 50%, Pn 15%, Cr 25%, окисдные+силикатные минералы 10%	То же	20	15	4,61	8,04	430	338		+7,9	+10,0; Po (г)	+8,9; Cr	+8,3; Cr	+2,1		
112	Cr 80%, Pn 15%, MI+Viol 5%	2M NaCl	21	5	5,82	2,73	515	303		+8,7	+8,9; Cr+Py	–	–	+0,2		
176	Cr 30%, Ta120%, Cub 30%, Pn 20%	10% NaCl	97	7	6,6	6,1	526	356		+7,7	+10,5; Po+Cr	–	–	+2,8		
267	Po(г+м) 60%, Pn 12%, Cr 18%, окисдные+силикатные минералы 10%	10% NH ₄ Cl	20	0,5	3,8	4,1	398	298		+9,4	+10,8; Po (г)	+10,4; Po+Cr		+1,4		
164	Пирит	То же	19,7	0,3	5,3	9,0	412	340		+9,0	+11,2; Po (г)	+10,6; Po+Cr	–	+3,2		
216	Пирит	То же	13,8	8,0	5,3	7,2	440	335		–9,2	–3,5; Py+Mz	–4,6; Py +2,2; Py	–	+5,6		
261	Пирит	То же	25,5	10,0	5,3	8,6	470	340		+0,4	+4,4; Py	–	–	+4,0		
270	Сфалерит	То же	20,0	5,0	3,8	7,0	460	415		+5,5	+7,7; Sph	–	–	+2,2		
272	Сфалерит	То же	20,3	8,0	3,8	6,5	350	300		+5,5	+6,7; Sph	–	–	+1,2		
268	Арсенопирит	То же	20,0	0,1	3,8	7,1	400	320		–1,5	–0,5; Po	–	–	+2,2		
264	Галенит	То же	19,4	19,4	3,8	3,5	400	355		–7,0	–13,2	–9,5	–4,8	–8,4		
269	Галенит	То же	20,0	1,0	3,8	1,5	330	280		–7,0	–11,4	–	–	–4,4		

Примечание. Po – пирротин гексагональный (г) и моноклинный (м), Pn – пентландит, Cr – халькопирит, Tal – таллахит, MI – миллерит, Viol – виоларит, Cub – кубанит, Py – пирит, Mz – марказит.

Структура минералов и других соединений является тем более равновесной и устойчивой (прочной), чем больше в ней одинаковых изотопов у основных (структурообразующих) элементов. Соответственно, чем больше изотоп отличается от преобладающих изотопов, тем менее он стабилен в соединениях, в том числе в кристаллических решетках минералов. Следовательно, облегченное перемещение и фракционирование свойственны малочисленным изотопам химических элементов. Из-за присущих им отличий и особенностей они дискомфортны (в некоторой мере чужды) базовым структурам, менее связаны в них и ослабляют их устойчивость. Поэтому при термическом возбуждении структуры веществ малочисленные и малоустойчивые (фракционируемые) изотопы активнее перемещаются внутри них и покидают их.

Таким образом, в структурах минералов и других химических соединений более предпочтительными и устойчивыми (выгодными) являются те изотопы (легкие или тяжелые), которые составляют большую часть элемента.

Малоприспособленный изотоп может находиться непосредственно на границе с кристаллизующимся зерном и не быть принятым в него, тем более если рядом находится пригодный. Это происходит потому, что в первую очередь кристаллической структурой потребляется тот изотоп, который принадлежит к преобладающей (многочисленной) разновидности своего ряда, составляющей основу структуры, и являющийся наиболее выгодным в ней. Здесь, как и в любой структуре, кроме массы, важную роль может играть размер и конфигурация составляющих ее частиц, в данном случае размер ядра изотопа.

Как известно, размер ядра характеризуется его радиусом, обычно определяемым по эмпирической формуле: $R = R_0 A^{1/3}$, где $R_0 = (1,3 - 1,7) \cdot 10^{-15} \text{ м}$; A – массовое число.

Из формулы видно, что размер ядра пропорционален числу нуклонов (A), которое в пределах одного элемента меняется за счет изменения количества нейтронов (N), обуславливающих существование изотопов, различающихся не только массой, но и размерностью ядра. Именно размер ядра может определять степень совместимости и различия устойчивости изотопов в структурах минералов и других соединений, так как каждая структура для достижения максимальной прочности в первую очередь стремится вмещать в себя (использовать) предельно одинаковые по массе и размеру (строго «калиброванные») типы ее составляющих.

Следовательно, структура минералов и других соединений во многом управляет распределением и фракционированием изотопов химических элементов.

На практике обычно определяются отношения изотопов следующих элементов (%), большинство которых являются главными в природных материалах, в том числе в минералах пород и руд: $^2\text{D} - 0,0156/^1\text{H} - 99,9844$; $^{13}\text{C} - 1,11/^{12}\text{C} - 98,893$; $^{18}\text{O} - 0,1995/^{16}\text{O} -$

$99,763$; $^{34}\text{S} - 4,41/^{32}\text{S} - 95,018$; $^{82}\text{Se} - 9,19/^{76}\text{Se} - 9,02$; $^{15}\text{N} - 0,36/^{14}\text{N} - 99,6337$; $^{30}\text{Si} - 3,05/^{28}\text{Si} - 92,21$; $^{11}\text{B} - 80,39/^{10}\text{B} - 18,98$; $^7\text{Li} - 92,48/^6\text{Li} - 7,52$; $^{39}\text{K} - 93,08/^{41}\text{K} - 6,91$; $^{40}\text{Ca} - 96,94/^{44}\text{Ca} - 2,08$.

Как видно, в преобладающей части этих отношений существует большая разница по количеству сравниваемых изотопов. То есть рассматривается количество малочисленных изотопов на фоне преобладающих, структурообразующих, которые являются базовой составляющей, обычно не участвующей в процессах фракционирования.

Межфазное распределение изотопов определяется энергетической и физической возможностью вхождения их в состав сосуществующих соединений и степенью устойчивости в них, которые во многом зависят от состава и строения соединений (минералов), различающихся между собой по этим характеристикам.

Межфазному распределению подвергаются малочисленные изотопы. Переход их из одной фазы в другую (изотопный обмен) зависит от прочности структуры и величины энергии связи изотопа в ней. Одни минералы легче вмещают в себя «дискомфортные» изотопы, а другие труднее. Возможно, здесь сказывается плотность минералов. Например, более плотный оливин сложнее и меньше «впускает» в себя ^{18}O , чем менее плотные пироксены и плагиоклазы.

В силикатных системах кислород, как известно, в основном находится в структуре кремнекислородного тетраэдра. Изотоп ^{18}O может заполнять его полностью или частично. В реальности полное заполнение маловероятно, так как обычно в системе резко доминирует ^{16}O (~99,7%). Более возможно частичное вхождение в тетраэдр изотопа ^{18}O с различным его количеством.

Межфазный обмен, вероятно, в основном происходит взаимно: изотоп ^{18}O переходит (вытесняется) из одной (менее комфортной для него, более плотной) фазы в менее плотную со встречной заменой его на ^{16}O .

Приведенные выше результаты экспериментов по нагреву и переотложению сульфидов свидетельствуют о том, что в изучаемых минеральных соединениях малочисленный изотоп ^{34}S менее устойчив, менее выгоден, чем доминирующий изотоп ^{32}S . Исключением являются данные по переотложению галенита. Возможно, это связано с особенностями состава и структуры галенита, в котором резко преобладает (до 86,5%) тяжелый Pb, создающий кристаллическую структуру минерала, благоприятную для тяжелого изотопа серы, и способный влиять на распределение изотопов серы.

В целом, изотопные отношения в породо- и рудообразующих минералах задаются при их первичном образовании и остаются таковыми (мало изменяются) в последующем, если не подвергаются метаморфизму. Первичные же отношения зависят от химического и изотопного состава источника вещества, режима зарождения в нем породообразующего (в частности, магматического) материала и, в конечном

счете, определяются условиями кристаллизации минералов.

Таким образом, различие в изотопном составе минералообразующих элементов может определяться разновременностью плавления, растворения и кристаллизации минералов, сопровождающейся изменением не только химического, но и изотопного состава системы. Причем это касается как различных частей (зон) одного кристалла, так и зерен разновременно выделяющихся разных минералов.

Надо отметить, что большинство природных процессов в своей реализации эволюционирует от более высоких температур к более низким, в связи с чем межфазное распределение изотопов в их продуктах меняется. Поэтому в определениях изотопного состава элементов минералов отражаются в основном конечные (низкотемпературные) стадии их существования. То есть в преобладающих случаях они не соответствуют действительным ситуациям первичного минералообразования и пройденных этапов эволюции, но могут сохранять характер межфазных отношений, оставаясь в позициях относительно больших или меньших величин. Наиболее близкими к первичным состояниям могут быть изотопные значения эффузивных образований из-за их сравнительно быстрого охлаждения, вызывающего некоторую консервацию (закалку) первичных отношений. Однако и в этих случаях кристаллизация минералов происходит в неравновесных условиях, а сами минералы претерпевают некоторый отжиг, меняющий изотопную картину.

Рассмотренные закономерности поведения изотопов в природных процессах позволяют использовать их в прогнозно-поисковых целях. В частности, по изотопному составу кислорода пород можно относить их к перспективно рудоносным или безрудным формациям и комплексам, а затем выделять среди рудоносных конкретные перспективные участки. Например, (в простейшем варианте) при обнаружении на закрытой территории выхода на поверхность габброидного тела, определением $\delta^{18}\text{O}$ можно выяснить его формационную принадлежность: к мафит-ультрамафитовой (габбро-норит-перидотитовой) – $\delta^{18}\text{O} \leq 7\%$ формации, или к менее магнезиальной габбро-диоритовой – $\delta^{18}\text{O} \geq 7\%$.

Отнеся тело к первой формации, дополнительными анализами в точках, расположенных в двух перпендикулярных направлениях, можно выявить его расслоенность (по изменению величины $\delta^{18}\text{O}$ от меньшей к большей), а по ней – определить, где находится верх (с большим значением $\delta^{18}\text{O}$) и низ магматического комплекса. На основании этого можно допускать (прогнозировать) нахождение вверх по разрезу (под скрытыми участками) платино-медно-никелевых и (выше) железорудных горизонтов, а вниз – платиноносных хромитовых.

Основные заключения и выводы сводятся к следующему.

1. Наблюдаемые в природе химические элементы и их изотопы в основном являются продуктами взрыва сверхновых. Элементы внутризвездного синтеза образуются в моновариантном (моноизотопном) виде и обычно навсегда остаются таковыми внутри невзорвавшихся звезд.

2. Синтез химических элементов и их изотопов в сверхновых происходит практически мгновенно (безреакционно) на стадии снижения P - T параметров, путем соответствующих объединений (компоновки) элементарных частиц (нейтронов, протонов и электронов) – продуктов преобразования первичных элементов исходной звезды.

3. Стабильные изотопы химических элементов разделяются на доминирующие (многочисленные) и малочисленные. Доминирующие изотопы обычно составляют основу (каркас) кристаллических структур минералов и других соединений или входят в состав этого каркаса. Они наиболее предпочтительны и устойчивы («выгодны») в них и практически не участвуют в процессах фракционирования. Фракционированию в основном подвергаются малочисленные изотопы.

4. При последовательной (фракционной) кристаллизации минеральных фаз, как в расплавах, так и в растворах, ранние выделения могут обогащаться наиболее «выгодными» многочисленными изотопами, а поздние – остальными (малочисленными). Соответственно, при нагреве, плавлении и растворении минералов первыми их будут покидать малочисленные изотопы из-за свойственной им менее прочной связи (меньшей стабильности) в исходных соединениях, состоящих преимущественно из преобладающих (многочисленных) изотопов.

5. Различие в изотопном составе минералообразующих элементов может определяться разновременностью плавления, растворения и кристаллизации минералов, сопровождающейся изменением не только химического, но и изотопного состава системы. Причем это касается как различных частей (зон) одного кристалла, так и зерен разновременно выделяющихся разных минералов.

6. Отмеченные закономерности позволяют определять очередность и динамику кристаллизации ассоциирующих минералов горных пород и руд, проследивать эволюцию и смену режима их образования, а также использовать в прогнозно-поисковых целях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы // В.Л.Масайтис, М.С.Машак, А.И.Райхлин и др. – С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998.
2. Аскарьян Г.А., Прохоров А.М., Шипуло Г.П. Светогидравлический эффект. Авт. свид. № 65 // Бюл. изобретателей. 1969. № 19. С. 3.

3. Бедняков В.А. О происхождении химических элементов // Физика элементарных частиц и атомного ядра. 2002. Т. 33. Вып. 4. С. 914–963.
4. Бетхер О.В. Петрология ультрамафитов Инаглинского массива (Алданский щит) // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Томск, 1997.
5. Взрывной нуклеосинтез // Энциклопедия физики и техники. 2017. www.femto.com.ua.
6. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
7. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре // Геохимия. 1956. № 1. С. 6–52.
8. Войткевич Г.В. Химическая эволюция Солнечной системы. – М., 1979.
9. Годлевский М.Н., Лихачев А.П. Условия образования и эволюция рудоносных ультраосновных магм // ЗВМО. 1981. Вып. 6. С. 646–655.
10. Дробышев В. Н. Детонационный синтез сверхтвёрдых материалов // Физика горения и взрыва. 1983. Т. 19. № 5. С. 158–160.
11. Зельдович Я.Б., Новиков И.Д. Строение и эволюция Вселенной. – М., 1975.
12. Ииханов Б.С., Капитонов И.М., Тутынь А.И. Нуклеосинтез во Вселенной. – М.: Изд-во МГУ, 1998.
13. Коваленкер В.А., Гладышев Г.Д., Носик Л.П. Изотопный состав серы сульфидов из месторождений Талнахского рудного узла в связи с их селеноносностью // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 2. С. 80–91.
14. Лихачев А.П. О поведении химических элементов в магматических и гидротермальных процессах // ЗВМО. 1975. Вып. 6. С. 649–663.
15. Лихачев А.П. О переотложении рудогенных и петрогенных компонентов водными растворами // Геохимия. 1975. № 10. С. 1459–1474.
16. Лихачев А.П. Лазерный способ исследования веществ при сверхвысоких температурах и давлениях // Геохимия. 1978. № 10. С. 1554–1557.
17. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. – М.: Эслан, 2006.
18. Лихачев А.П. Планеты земной группы как твердые остатки (ядра) обычных преимущественно газовых планет, потерявших газовую составляющую при первоначальной вспышке Солнца // Отечественная геология. 2014. № 3. С. 89–100.
19. Лихачев А.П., Стрижов В.П. Об изменении изотопного состава серы сульфидных руд медно-никелевых месторождений при нагреве и гидротермальном переотложении // ЗВМО. 1974. Вып. 3. С. 305–312.
20. Лихачев А.П., Стрижов В.П. О фракционировании изотопов серы сульфидов // ДАН СССР. 1977. Т. 236. № 1. С. 223–226.
21. Луч оптического квантового генератора в жидкости / Г.А.Аскарьян, А.М.Прохоров, Г.Ф.Чантурия, Г.П.Шипуло // Физика экспериментальная и теоретическая. 1963. Т. 44. Вып. 6. С. 2180–2182.
22. Тейлер Р.Дж. Происхождение химических элементов. – М., 1975.
23. Фаулер У.А. Экспериментальная и теоретическая ядерная астрофизика, поиски происхождения элементов // Успехи физических наук. 1985. Т. 145. С. 441.
24. Фор Г. Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989.
25. Хёфс Й. Геохимия стабильных изотопов. – М.: Мир, 1983.
26. Хлонов М.Ю. Физика Космоса. 1986 / Глоссарий Astronet.ru.
27. Цветков Д.Ю. Сверхновые Звезды // Astronet. <http://www.astronet.ru/db/msg/1175009>.
28. Щербина В.В. Основы геохимии. – М.: Недра, 1972.
29. Ярошевский А.А. Распространенность химических элементов в земной коре // Геохимия. 2006. № 1. С. 54–62.
30. Barnekow P. Volcanic Rocks from Central Italy: An Oxygen Isotopic Microanalytical and Geochemical Study. Dissertation. Gottingen. 2000.
31. Hashimoto M., Nomoto K., Shigeyama T. Explosive nucleosynthesis in Supernova 1987A // Institut D'Astrophysique De Paris. Pre-publication. No. 254. November 1988. Pp. 1–14.
32. Oxygen and Hydrogen Isotope Stratigraphy of the Rustenburg Layered Suite, Bushveld Complex: Constraints on Crustal / C.Harris, J.J.M.Pronost, L.D.Ashwal, G.Cawthorn // J. Petrology. 2005. Vol. 46. № 3. Pp. 579–601.
33. Synthesis of the elements in stars / E. M. Burbidge, G.R.Burbidge, W.A.Fowler, F.Hoyle // Rev. Mod. Phys. 1957. Vol. 29. Pp. 547.
34. Trimble V. The origin and abundances of the chemical elements // Rev. Mod. Phys. 1975. Vol. 47. Pp. 877.

Пермо-триасовый этап ультрамафит-мафитового и мафитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона

И.В.БУЧКО, А.А.СОРОКИН, А.А.РОДИОНОВ (ФГБУН Институт геологии и природопользования Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИГиП ДВО РАН); 675000, г. Благовещенск, пер. Рёлочный, д. 1),
А.Б.КОТОВ, Е.Б.САЛЬНИКОВА (ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН); 199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, д. 2),
Н.М.КУДРЯШОВ (ФГБУН Геологический институт Кольского научного центра Российской академии наук (ГИ КНЦ РАН); 184209 г. Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, д.14),
А.М.ЛАРИН, С.Д.ВЕЛИКОСЛАВИНСКИЙ, В.П.КОВАЧ (ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН); 199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, д. 2)

Показано на основе оригинальных геохронологических данных, что значительная часть ультрамафит-мафитовых и мафитовых интрузий, ранее относимых к архею и раннему протерозою, имеет пермо-триасовый возраст. Породы этих массивов обладают очевидными чертами геохимической двойственности, заключающейся в сочетании признаков как внутриплитного, так и надсубдукционного происхождения.

Ключевые слова: базиты, ультрабазиты, геохронология.

Бучко Инна Владимировна
Сорокин Андрей Анатольевич
Родионов Алексей Алексеевич
Котов Александр Борисович
Сальникова Екатерина Борисовна
Кудряшов Николай Михайлович
Ларин Анатолий Михайлович
Великославинский Сергей Дмитриевич
Ковач Виктор Петрович



inna@ascnet.ru
sorokin@ascnet.ru
scream_amsu@mail.ru
abkotov-spb@mail.ru
katesalnikova@yandex.ru
nik@geoksc.apatity.ru
larin7250@mail.ru
sd1949@yandex.ru
v.p.kovach@gmail.com

The Permian-Triassic stage of ultramafic-mafic and mafic magmatism of the southeastern frame of the North Asian craton

I.V.BUCHKO, A.A.SOROKIN, A.A.RODIONOV (Institute of Geology and Nature Management, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences),
A.B.KOTOV, E.B.SAL'NIKOVA (Institute of the Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences),
N.M.KYDRYASHOV (Geological Institute of the Kola Scientific Center, Russian Academy of Sciences),
A.M.LARIN, S.D.VELIKOSLAVINSKY, V.P.KOVACH (Institute of the Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences)

Based on the original geochronological data, it is shown that a significant part of the ultramafic-mafic and mafic intrusions, previously attributed to the Archaean and Early Proterozoic, has a Permian-Triassic age. The rocks of these massifs have obvious features of geochemical duality, consisting of a combination of both intraplate and suprasubduction origin.

Key words: basites, ultrabasites, geochronology.

Юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона характеризуется широким проявлением ультрамафит-мафитового магматизма. При этом, начиная с середины прошлого века и по настоящее время [4, 8, 12], в легендах геологических карт подавляющее большинство интрузий основного и ультраосновного составов

в пределах главных тектонических структур рассматриваемого региона в основном относятся к раннему архею, позднему архею и раннему протерозою. Таким образом, представления об исключительно ранне-докембрийском возрасте ультрамафит-мафитового магматизма региона казались незыблемыми.

В то же время результаты проведенных в последние годы геохронологических исследований свидетельствуют о том, что возрастной спектр ультрамафит-мафитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона не ограничивается ранним докембрием. В настоящее время можно говорить о нескольких этапах его проявления, причем максимальное развитие интрузий ультрабазит-базитового состава приходится на пермо-триасовый этап. При этом вплоть до настоящего времени все наиболее типичные массивы пермо-триасового возраста в легендах геологических карт относятся к раннему докембрию. Массивы этого возраста распространены в пределах Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов, а также в зоне сочленения последнего с Алданским щитом (см. рисунок).

Наиболее известный из этой группы массивов – **Лукиндинский массив**, расположенный в восточной части Тунгирской зоны Селенгино-Станового супертеррейна (см. рисунок) и являющийся петротипом для одноименного комплекса, к которому некоторое время назад относились большинство мафитовых и ультрамафит-мафитовых массивов рассматриваемого региона. Массив представляет собой вытянутое в широтном направлении эллипсоидальное тело протяженностью 16 км при ширине до 5,5 км. На севере, северо-западе и северо-востоке породы Лукиндинского массива прорываются биотит-роговообманковыми гранитами, относимыми к тукурингскому комплексу. На остальных участках породы массива имеют тектонический контакт с теми же гранитоидами, а также метаморфическими породами джигдалинской свиты иликанской серии. Массив сложен дунитами, перидотитами, троктолитами, оливиновыми габбро, пироксенитами, габбро, габброноритами, анортозитами с преобладанием троктолитов и оливиновых габбро, слагающими нижнюю (анортозит-дунит-троктолитовую) и верхнюю (пироксенит-габбровую с прослоями анортозитов) расслоенные серии. Возраст массива составляет 251 ± 15 млн. лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод по плагиоклазу) и 249 ± 14 млн. лет (Sm-Nd метод по породообразующим минералам), то есть ~250 млн. лет [10].

Амнуактинский массив расположен южнее Лукиндинского массива, но также в восточной части Тунгирской зоны Селенгино-Станового супертеррейна (см. рисунок). Массив вытянут в широтном направлении. Его протяженность составляет около 3 км при ширине до 1,5 км. Он сложен биотитсодержащими монцогаббро и монцодиоритами. Вмещающие породы представлены гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами. В северной части массив прорван биотит-роговообманковыми гранитами тукурингского комплекса, а в южной – среднезернистыми лейкократовыми гранитами, сиенитами амананского(?) комплекса. Возраст массива 240 ± 1 млн. лет (U-Pb метод) [1].

Лучинский массив расположен в Брянтинской зоне Джугджуро-Станового супертеррейна (см. рисунок).

Вмещающими для него являются образования утугейской свиты, традиционно относимые к мезоархею и представленные амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, кристаллическими сланцами, амфибол-двупироксеновыми и биотит-роговообманковыми гнейсами. Массив овальной формы, вытянут в северо-западном направлении (21×12 км). На основании геологических, минералогических и геохимических данных в Лучинском массиве отчетливо выделяются три зоны в составе расслоенной серии: нижняя (дуниты и перидотиты), средняя (преимущественно троктолиты) и верхняя (преимущественно оливиновые габбро с горизонтами троктолитов и габброноритов). Эти породы прорваны жильным комплексом крупнозернистых троктолитов, габброноритов и пироксенитов. Возраст Лучинского массива 248 ± 1 млн. лет (U-Pb метод) [7].

Джигдинский массив находится в пределах Дамбукинского блока в западной части Джугджуро-Станового супертеррейна (см. рисунок). Массив представляет собой вытянутое в северо-западном направлении интрузивное тело протяженностью около 4,5–5,0 км и шириной 0,8–1,2 км. Джигдинский массив сложен габбро, габбро-диоритами, вмещающими для массива являются метаморфические породы иликанской серии. Возраст массива 244 ± 1 млн. лет (U-Pb метод) [11].

Массив Ульдегит расположен в Дамбукинском блоке Джугджуро-Станового супертеррейна (см. рисунок). Он представляет собой совокупность сближенных тел габброидов, размеры которых достигают 2×2 км. Вмещающие массив породы представлены метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации породами дамбукинской серии и гнейсовидными гранитами древнестанового комплекса. Контакты массива с вмещающими породами тектонические. В его составе преобладают габбро, претерпевшие метаморфизм амфиболитовой фации. Возраст массива 228 ± 1 млн. лет (U-Pb метод) [14].

Массив Чек-Чикан находится в западной части Иликанской зоны Джугджуро-Станового супертеррейна (см. рисунок) и представляет собой вытянутое в юго-восточном направлении тело размером 2×8 км. Вмещающими для массива являются метаморфические породы курультинской серии. Преобладающие породы в составе массива Чек-Чикан – габбронориты, амфиболовые габбро, габбро-анортозиты и анортозиты, в подчиненном количестве отмечены ортопироксениты и роговообманковые пироксениты. Возраст массива 203 ± 1 млн. лет (U-Pb метод) [14].

Переходя к обсуждению этих данных, в первую очередь следует отметить, что возрасты формирования рассматриваемой группы ультрамафит-мафитовых массивов и мафитовых интрузий находятся в интервале 250–203 млн. лет. На этот период приходится один из этапов формирования Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса, который прослеживается в пределах юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона вдоль его границы с Монголо-Охотским

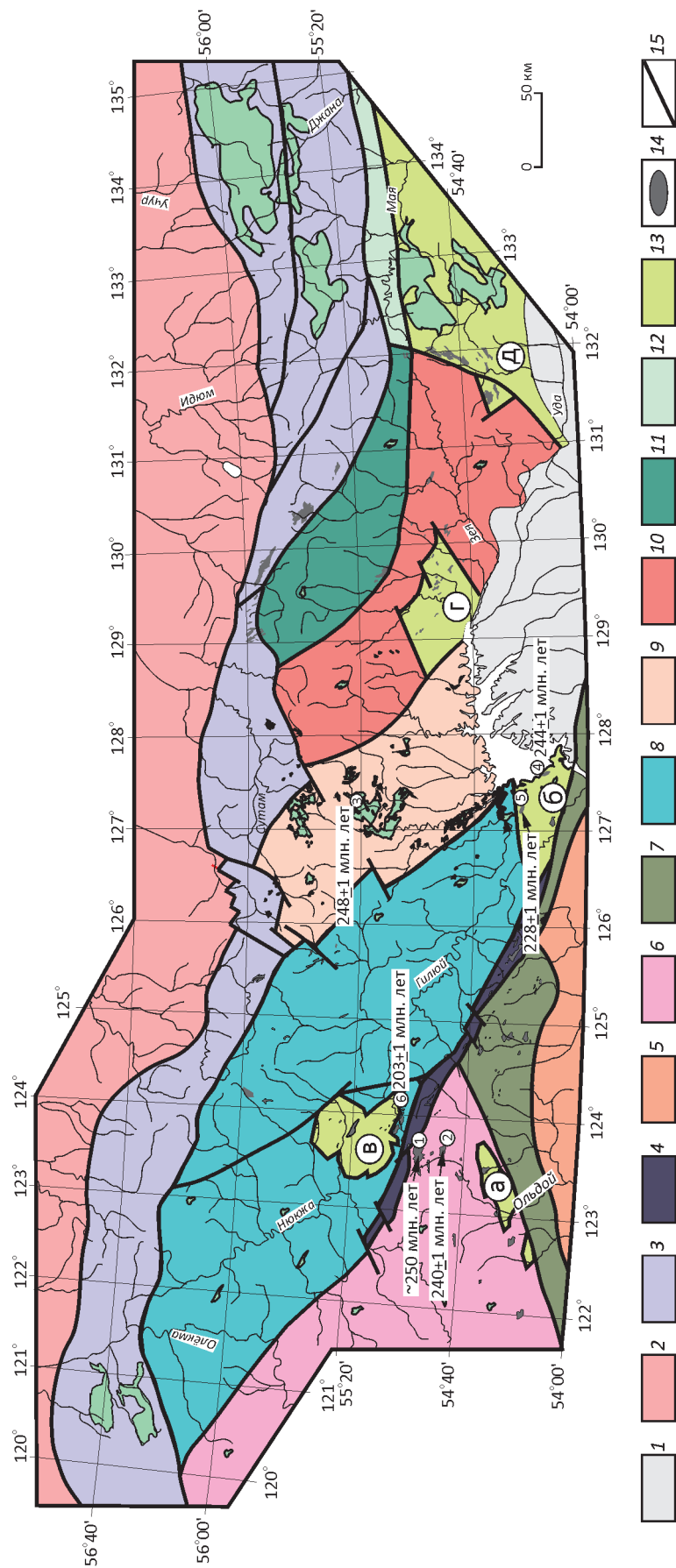


Схема расположения массивов основных и ультраосновных пород в юго-восточном обрамлении Северо-Азиатского кратона. Составлена с использованием материалов работ [4, 5, 8, 12]:

1 – кайнозойские рыхлые отложения; 2 – Алданский щит; 3 – Становой структурный шов; 4 – вулканогенно-осадочные комплексы Джелтулакского структурного шва; 5 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 6–7 – Селенгино-Становой супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса; 6 – Тунгирская и 7 – Амазаро-Гилуйская зоны; 8–12 – Джунджуро-Становой супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса; 8 – Иликанская, 9 – Брянтинская, 10 – Купуриинская, 11 – Зейская и 12 – Удско-Майская зоны; 13 – тектонические блоки, сложенные породами гранулитовой фации метаморфизма: Могочинский (а), Дамбукинский (б), Ларбинский (в), Сивакано-Токский (г), Чогарский (д); 14 – массивы основных и ультраосновных пород (цифры в кружках: 1 – Лукиндинский, 2 – Амнунактинский, 3 – Лучинский, 4 – Джигинский, 5 – Ульдегит, 6 – Чек-Чикан); 15 – главные разрывные нарушения

складчатым поясом на расстояние более чем 2000 км от запада Монголии до верховий рек Витим и Олёкма на востоке. Для ранних стадий его развития характерно образование магматических ассоциаций известково-щелочного и шошонит-латитового типов, а также бимодальных вулканических серий, щелочных гранитов, а для поздних стадий – формирование исключительно внутриплитных бимодальных магматических комплексов [2–3, 6, 9, 13, 15–16]. При этом возраст Джигдинского, Амнуактинского, Лукиндинского, Лучинского массивов практически совпадает с возрастом кварцевых порфиров куйтунской свиты (~246 млн. лет) и щелочных гранитов нерчуганского комплекса (~239±5 млн. лет) [2]. В этой связи можно констатировать, что в строении Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса наряду с гранитоидами и вулканидами участвуют также пермо-триасовые базитовые массивы, и, что этот пояс наложен не только на структуры Селенгино-Станового супертеррейна, но и на западную часть Джугджуро-Станового супертеррейна.

К настоящему времени предложены две основные модели формирования Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса [2]. Согласно первой модели, образование этого вулкано-плутонического пояса протекало в обстановке активной континентальной окраины, которая сменилась на поздних этапах ее развития широкомасштабными продольными перемещениями вдоль трансформного разлома по границе континент-океан [6]. В рамках второй модели формирование пояса рассматривается как результат взаимодействия мантийного плюма с литосферой в условиях активной континентальной окраины [13, 15]. Примечательно, что геохимические особенности пород, входящих в состав Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса, обладают вполне очевидными чертами двойственности, заключающейся в сочетании признаков как внутриплитного, так и надсубдукционного происхождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Возраст* и геохимические особенности монцогаббро Амнуактинского массива (Селенгино-Становой супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса), Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 11 / И.В.Бучко, А.Б.Котов, Е.Б.Сальникова и др. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 41–43.
2. *Возраст* и тектоническое положение гранитов и вулканидов восточного окончания Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса / А.М.Ларин, А.Б.Котов, Е.Б.Сальникова и др. // Доклады академии наук. 2011. Т. 441. №3. С. 363–368.
3. *Гордиенко И.В., Кузьмин М.И.* Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545–1562.
4. *Государственная* геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Дальневосточная серия. Масштаб 1: 000 000. Лист N-53, Шантарские острова / Ю.В.Забродин, В.А.Гурьянов, С.Г.Кисляков и др. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 2005.
5. *Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А.* Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. – Хабаровск: Дальгеология, 1990.
6. *Модель* формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии / Л.М.Парфенов, Н.А.Берзин, А.И.Ханчук и др. // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
7. *Петрология* раннемезозойского ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) / И.В.Бучко, А.А.Сорокин, А.Э.Изох и др. // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 8. С. 745–768.
8. *Петрук Н.Н., Козлов С.А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Дальневосточная серия. Масштаб 1: 000 000. Лист N-51. Сковородино / Под ред. А.С.Вольского. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 2009.
9. *Последовательность* магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) / А.А.Цыганков, Б.А.Литвиновский, Б.М.Джань и др. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.
10. *Результаты* комплексного ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr, Sm-Nd) датирования расслоенного Лукиндинского массива (Селенгино-Становой супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) / И.В.Бучко, Ю.О.Ларионова, В.А.Пономарчук и др. // Мат-лы VI Российской конференции по изотопной геохронологии, 2–5 июня 2015 г. – С-Пб: ИГТД РАН, 2015. С. 47–48.
11. *Родионов А.А., Бучко И.В., Кудряшов Н.М.* Среднетриасовый возраст габбро-диорит-монцодиоритового Джигдинского массива (юго-западная часть Джугджуро-Станового супертеррейна) // Сборник докладов всероссийской научной конференции 5–7 октября 2016 г.: Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. – Благовещенск: Институт геологии и природопользования ДВО РАН, 2016. Т. 1. С. 23–25.
12. *Сережников А.Н., Волкова Ю.Р.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Дальневосточная серия. Масштаб 1: 000 000. Лист N-52, Зея / Под. ред. А.С.Вольского. – С-Пб: ВСЕГЕИ, 2005.
13. *Типы* магм и их источники в истории Земли. Редкометалльный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. Т. 2 // В.И.Коваленко, В.В.Ярмлюк, И.А.Андреева и др. – М.: ИГЕМ РАН, 2006.
14. *Триасовый* этап мафитового магматизма Джугджуро-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) / И.В.Бучко, А.А.Сорокин, Е.Б.Сальникова и др. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 11. С. 1489–1500.
15. *Ярмлюк В.В., Коваленко В.И.* Батолиты и геодинамика батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1305–1320.
16. *Peralkaline* granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: evolution, petrogenesis and tectonic significance / B.M.Jahn, B.A.Litvinovsky, A.N.Zanvilevich, M.Reichow // Lithos. 2009. Vol. 113. Pp. 521–539.

К вопросу извлечения золота из лежалых хвостов золотоизвлекательной фабрики

А.К.КОЙЖАНОВА (АО «Институт металлургии и обогащения»; 050010, г. Алматы, Шевченко 29/133 угол Валиханова),
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, к. 1),
Э.М.КАМАЛОВ, М.Б.ЕРДЕНОВА, Н.Н.АБДЫЛДАЕВ (АО «Институт металлургии и обогащения»; 050010, г. Алматы, Шевченко 29/133 угол Валиханова)

Изучен химический и минеральный состав лежалых хвостов золотоизвлекательной фабрики Казахстана. Показано, что золото находится в ассоциациях с кварцем и сульфидами и присутствует в основном в тонкодисперсном состоянии. Исследованы различные методы переработки хвостов: доизмельчение с последующим цианированием, предварительное окисление химическими реагентами и микроорганизмами. Установлена возможность переработки хвостов методом цианирования. Применение предварительного окисления и вскрытия упорного золота позволяет повысить извлечение золота в процессе цианирования остатка окисления. Наиболее экологически безопасным способом переработки является биоокисление.
Ключевые слова: золото, лежалые хвосты, биоокисление, цианирование, гидрометаллургия.

Койжанова Айгуль Кайргельдыевна
Седельникова Галина Васильевна
Камалов Эмиль Максutowич
Ерденова Мария Бейсенбековна
Абдылдаев Нургали Нурланович



aigul_koizhan@mail.ru
gsedelnikova@mail.ru
kamalov@mail.ru
erdenova_mariya@mail.ru
nur.ab.kz@mail.ru

The question of gold extraction from the stale tails of the gold recovery plant

A.K.KOIZHANOVA (Institute of Metallurgy and Ore Benefication Joint-stock company),
G.V.SEDELNIKOVA (Federal State Unitary Enterprise Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals),
E.M.KAMALOV, M.B.ERDENOVA, N.N.ABDYLDAEV (Institute of Metallurgy and Ore Benefication Joint-stock company)

The chemical and mineral composition of the stale tails of the gold recovery plant in Kazakhstan has been studied. It is shown that gold is in association with quartz and sulphides, and is present mainly in the finely dispersed state. The cyanidation, as well as preliminary pre-grinding and oxidation of stale tails with chemical reagents and microorganisms are investigated. It is established that the use of oxidizing agents allows to increase the degree of gold recovery from technogenic wastes. The most environmentally sound method is biooxidation.
Key words: gold, tails, biooxidation, cyanidation, hydrometallurgy.

Известно, что непрерывное увеличение объемов горного производства благородных металлов в течение десятков лет привело к образованию огромной массы горных отходов в виде отвалов и хвостохранилищ. В результате сформировались техногенные месторождения с промышленными запасами и содержанием в них полезных компонентов на уровне бедных и убогих руд, ныне вовлекаемых в переработку.

Как правило, в отходах горнопромышленного производства полезные компоненты, в том числе благородные и цветные металлы, находятся в основном в мелких классах крупности и трудноизвлекаемых

формах [5, 6, 10, 11, 16]. Вскрытие упорного золота, связанного с сульфидами, покрытого пленками и тонковкрапленного в кислоторастворимые минералы, является важнейшим технологическим фактором, способствующим доизвлечению металлов и вовлечению отходов в повторную переработку с применением современных методов [1, 13–15, 17, 19]. Кроме того, техногенные отходы экологически опасны, особенно их сульфид- и мышьяк-содержащие составляющие. Одни из таких отходов – лежалые хвосты обогатительных фабрик от переработки золотосодержащих руд.

Разработка и освоение технологии извлечения золота из техногенных минеральных объектов, в первую очередь, лежалых хвостов золотоизвлекательных и обогащательных фабрик, является актуальной задачей. Наиболее перспективное направление переработки упорного золотосодержащего сырья – бактериальное окисление. Биоокисление золота и сопутствующих металлов из техногенного сырья в настоящее время рассматривается как наиболее простой, менее затратный и экологически безопасный метод [2–4, 7–9, 11, 12, 17, 18].

Экспериментальные методы и результаты. В процессе исследований в качестве исходного сырья использовали лежалые хвосты золотоизвлекательной фабрики (ЗИФ) «Алтынтау Кокшетау» от переработки руды месторождения Васильковское (Казахстан). Изучен химический, гранулометрический и минеральный состав лежалых хвостов.

Согласно химическому анализу, состав исходного сырья следующий (в %): Fe – 16,7; S – 10,1; Cu – 0,11; Pb – 0,0001; Zn – 0,001; Bi – 0,0006; As – 0,14; MgO – 1,100; Al₂O₃ – 14,60; SiO₂ – 66,98; CaO – 3,765; Au – 0,43 г/т.

По гранулометрическому составу хвосты содержат 68% класса –0,1 мм, в том числе незначительное количество класса –0,074 мм, всего 14,6%, то есть являются недостаточно тонко измельченным материалом для гидрометаллургической переработки.

По данным минералогического анализа рудная часть лежалых хвостов представлена следующими сульфидами: пирит, арсенопирит, халькопирит, весьма редко встречается марказит и висмутин, а также оксидами и гидроксидами железа: магнетит, в незначительных количествах присутствуют гематит, гетит/гидрогетит. В табл. 1 приведен перечень и размер рудных минералов. В хвостах обнаружены частицы тонкодисперсного золота размером 1,2–8,2 микрон. Породообразующие минералы – альбит, микроклин, кварц, алюмосиликаты кальция и магния, клинохлор, христобалит и др.

В работе исследованы различные методы переработки лежалых хвостов: прямое и сорбционное цианиро-

вание доизмельченных хвостов, цианирование с предварительной обработкой химическими окислителями (перекись водорода, гипохлорит кальция), биоокисление исходных и доизмельченных хвостов с последующим цианированием.

Дополнительное измельчение хвостов проводили на шаровой мельнице до крупности 90–92% класса –0,044 мм. Условия прямого цианирования доизмельченных хвостов следующие: масса пробы 100 г, концентрация цианида 0,1%, pH=10, продолжительность 24 ч, Т:Ж=1:3. Результаты прямого цианирования доизмельченных хвостов приведены в табл. 2 (контрольный опыт). Извлечение золота из хвостов составило 69,76%.

В ФГУП ЦНИГРИ проведены опыты по сорбционному цианированию пробы доизмельченных лежалых хвостов в следующем режиме: Т:Ж=1:2, концентрация цианида натрия 0,1%, pH=10,5–11,0; загрузка смолы АМ-2Б 5% по объему, температура 20–25°C, продолжительность 24 часа. Извлечение золота из лежалых хвостов методом сорбционного цианирования составило 67,3%, при содержании золота 0,12 г/т в хвостах цианирования и исходном содержании золота в исследуемой пробе лежалых хвостов 0,37 г/т (пробирно-гравиметрическое определение золота).

Как видно из приведенных данных двух лабораторий, получены сравнительно близкие результаты по извлечению золота методом прямого и сорбционного цианирования, соответственно 69,76 и 67,3%.

На следующем этапе работы изучено влияние на процесс цианирования доизмельченных хвостов предварительного воздействия химических окислителей: перекись водорода (опыт 1) и гипохлорит кальция (опыт 2), а также влияние предварительного бактериального окисления с применением различных штаммов тионовых бактерий *A.ferrooxidans*, выделенных из исходной руды Васильковского месторождения – штамм 1 (опыт 3), отвалов кучного выщелачивания руды того же месторождения – штамм 2 (опыт 4) и ранее выделенный из другого месторождения лабораторный штамм 3 (опыт 5).

1. Перечень и размеры основных рудных минералов

Минерал	Химическая формула минерала	Размеры компонентов, мкм
Арсенопирит, Ars	FeAsS	5–15 (единичные 45)
Магнетит, Mgt	FeFe ₂ O ₄	8–10 (единичные 40)
Халькопирит, Cp	CuFeS ₂	10–30
Пирит, Py	FeS ₂	5–20
Марказит	FeS ₂	10–17
Гематит, Hem	αFe ₂ O ₃	18–27
Гетит/гидрогетит/Fe	HFeO ₂ /HFeO ₂ ·ag	30–40
Висмутин	Bi ₂ S ₃	2–5
Золото, Au	Au	1,2–8,2

2. Результаты цианирования остатков химического и бактериального окисления лежалых хвостов

Наименование показателей	Контрольный опыт	Опыт 1	Опыт 2	Опыт 3	Опыт 3а	Опыт 4	Опыт 5
Содержание золота в исходной пробе, г/т	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43
Количество твердой фазы пробы, кг	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Объем жидкой фазы пульпы, л	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
Концентрация NaCN, %	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Содержание золота в кеке цианирования, г/т	0,13	0,12	0,11	0,109	0,12	0,14	0,265
Извлечение золота по твердому остатку (кек), %	69,7	72,1	74,4	74,6	72,1	67,4	38,3

Для сравнения влияния крупности доизмельчения хвостов на показатели биоокисления и последующего цианирования был поставлен опыт 3а – по биоокислению хвостов исходной крупности с применением штамма 1.

Условия предварительного химического окисления хвостов перекисью водорода (опыт 1): масса пробы 100 г (крупность 90–92% класса –0,044 мм), время 10 ч, Т:Ж=1:3, пероксид водорода – 10 г/л (в присутствии 5% серной кислоты, окислительно-восстановительный потенциал (ОВП) – 305 мВ, pH=1,85. Твердая фаза после промывки и нейтрализации до pH=10 направлялась на цианирование в условиях, одинаковых с контрольным опытом. Извлечение золота из хвостов составило 72,1% (см. табл. 2, опыт 1).

Предварительное окисление хвостов с использованием гипохлорита кальция (опыт 2), последующая промывка и цианирование кека проводились в условиях, аналогичных опыту 1. Концентрация гипохлорита кальция составляла 10 г/л (в присутствии серной кислоты 5%), ОВП – 310 мВ, pH=1,8. Извлечение золота из хвостов достигало 74,4% (см. табл. 2, опыт 2).

В процессе биоокисления лежалых хвостов использовали штаммы 1–3, предварительно культивированные на среде 9К (Сильвермана и Люндгрена). Были изучены биологические свойства используемых штаммов, определены их активность, pH среды, плотность клеток, ОВП, концентрация Fe^{2+} и Fe^{3+} и др.

Биологическое окисление доизмельченных хвостов (опыт 3–5) и хвостов исходной крупности (опыт 3а) проводили с применением штаммов в следующих одинаковых условиях: масса пробы 100 г, крупность материала 90–92% класса –0,044 мм, предварительная кислотная обработка для растворения примесей меди и железа (Т:Ж=1:4; H_2SO_4 – 1–2%; температура 25°C; время агитации – 2 ч). Бактериальное окисление промытого кека (Т:Ж=1:5; pH=1,8–2,5; Fe^{3+} – 8,5 г/дм³); концентрация бактериальных клеток *A. ferrooxidans* – 10⁶ кл/мл; продолжительность биоокисления – 10 суток с непрерывным перемешиванием на шейкере при

скорости 230 об./мин. После биоокисления полученный кек нейтрализовали щелочным раствором до значения pH=10.

Цианидное выщелачивание остатков биоокисления опытов 3, 3а, 4 и 5 осуществляли в условиях, аналогичных контрольному опыту. Извлечение золота цианированием остатков биоокисления с помощью разных штаммов значительно отличалось и составило следующие величины: штамм 1 (опыт 3) – 74,6%, штамм 1 (опыт 3а) – 72,1%, штамм 2 (опыт 4) – 67,4%, штамм 3 (опыт 5) – 38,3% (см. табл. 2).

Сводные показатели по извлечению золота из лежалых хвостов с применением исследованных способов переработки лежалых хвостов приведены на рис. 1. Наибольшее извлечение золота 74,6% при цианировании остатка биоокисления обеспечивает применение метода биоокисления тонкоизмельченных лежалых хвостов с использованием штамма 1 тионовых



Рис. 1. Извлечение золота из лежалых хвостов с использованием различных способов переработки:

А – измельчение – цианирование; Б – измельчение – окисление перекисью водорода – цианирование; В – измельчение – окисление гипохлоритом кальция – цианирование; Г – измельчение – биоокисление штаммом 1 – цианирование; Д – биоокисление штаммом 1 – цианирование; Е – измельчение – биоокисление штаммом 2 – цианирование; Ж – измельчение – биоокисление штаммом 3 – цианирование

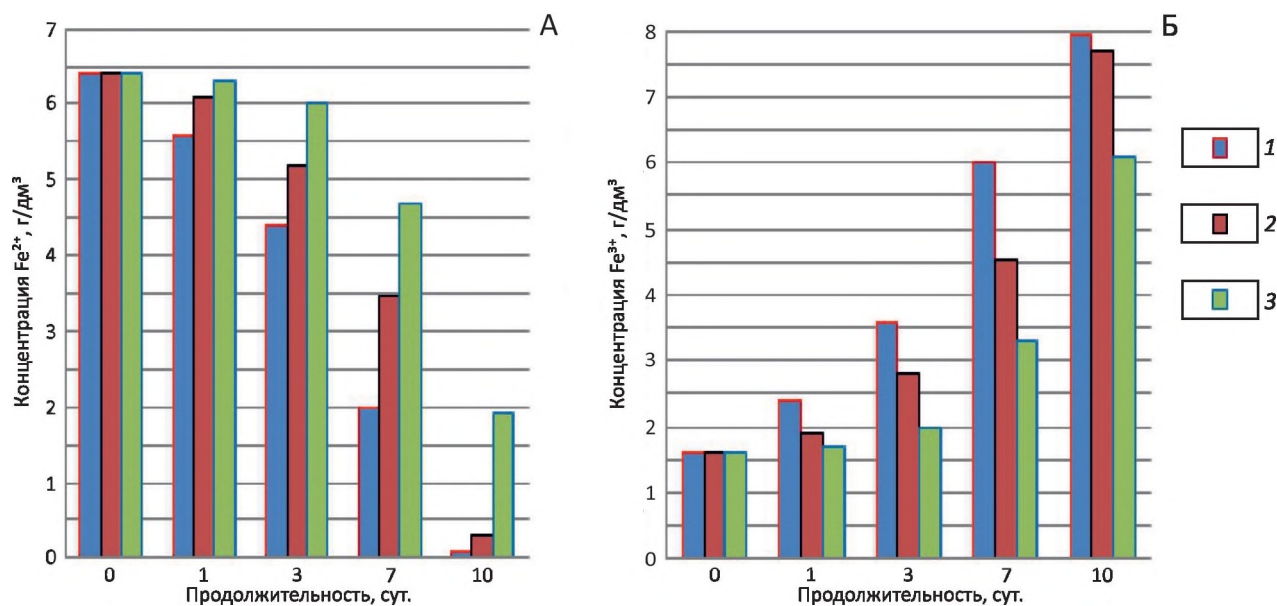


Рис. 2. Концентрация Fe^{2+} (А) и Fe^{3+} (Б) в процессе биоокисления лежалых хвостов штаммами бактерий *A. ferrooxidans*:

1 – штамм 1, 2 – штамм 2 и 3 – штамм 3

бактерий *A. ferrooxidans*, выделенных из руды Васильковского месторождения. Близкие показатели по извлечению золота – 74,4% получены в процессе цианирования с предварительным химическим окислением хвостов гипохлоритом кальция. По экологическим соображениям способ биоокисления является наиболее предпочтительным.

На рисунках 2 и 3 приведены результаты исследований, обосновывающие выбор наиболее активных

штаммов для предварительного окисления лежалых хвостов. Одним из показателей, определяющих активность бактерий, является скорость их окисления Fe^{2+} до Fe^{3+} (Fe^{2+} образуется в процессе бактериального окисления сульфидов). На рис. 1 приведены результаты изменения концентрации Fe^{2+} и Fe^{3+} в бактериальном растворе в зависимости от продолжительности процесса биоокисления лежалых хвостов штаммами 1–3 бактерий *A. ferrooxidans*.

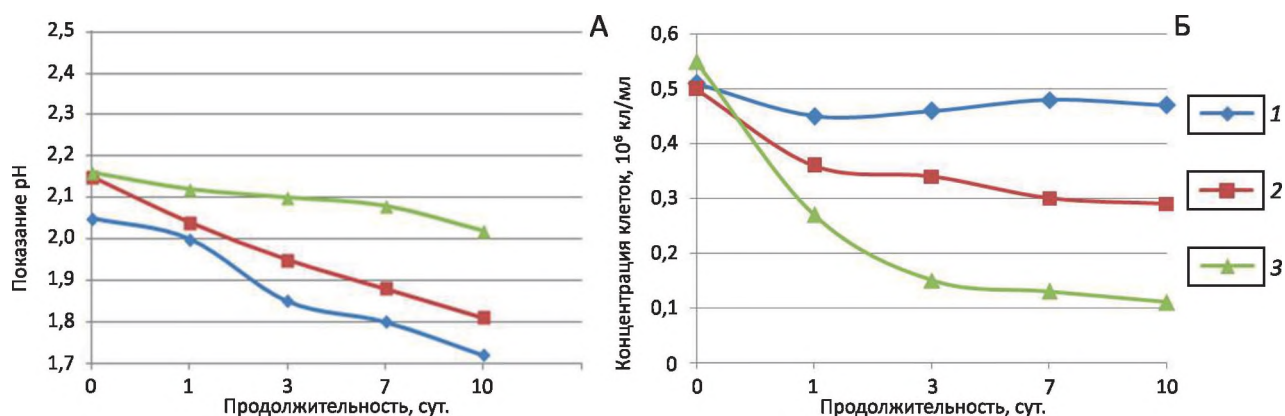


Рис. 3. Изменение pH среды (А) и концентрации клеток (Б) в процессе биоокисления хвостов:

1 – штамм 1, 2 – штамм 2 и 3 – штамм 3

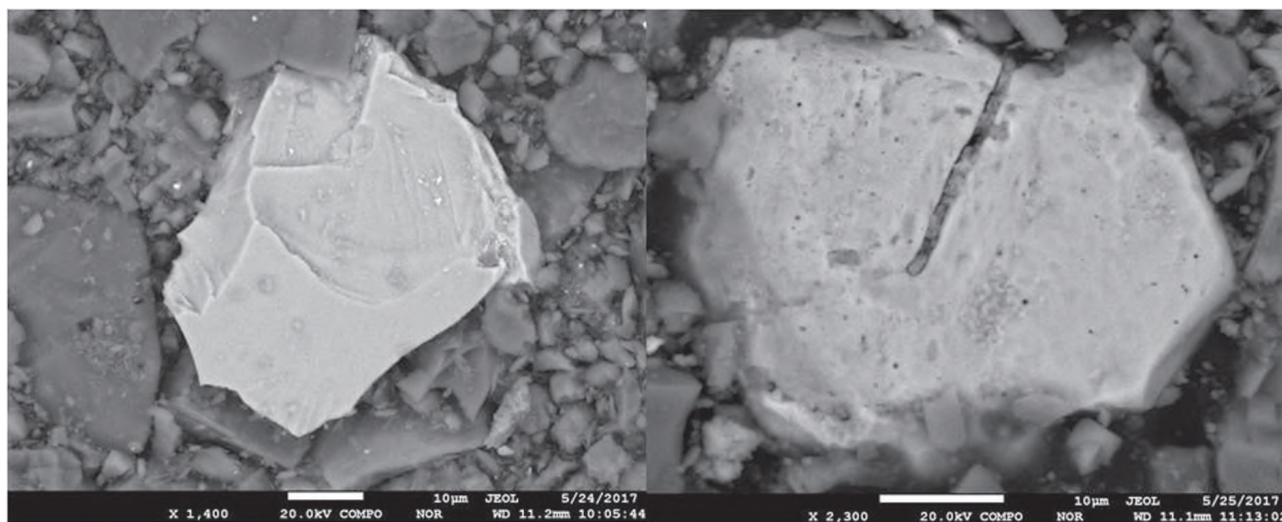


Рис. 4. Результаты исследования образцов исходных лежалых хвостов и остатка их биоокисления с использованием растровой электронной микроскопии

Из рисунка 2 видно, что окислительные свойства исследуемых штаммов отличаются между собой. Наиболее активным является штамм 1. Окисление двухвалентного железа до трехвалентного состояния этим штаммом наблюдается с первых суток и практически полностью завершается на 10-е сутки. Остаточная концентрация двухвалентного железа по истечении 10 суток составила 0,05 г/дм³. Для остальных штаммов этот показатель был равен: штамм 2 – 0,3 г/дм³ и штамм 3 – 1,9 г/дм³. Соответственно для штамма 1 отмечается наиболее высокая концентрация Fe³⁺ в растворе – 7,8 г/дм³.

Известно [19], что в результате биоокисления сульфидных минералов образуется серная кислота и происходит снижение pH бактериального раствора. В процессе окисления сульфидов выделяется энергия, которую бактерии используют в цикле их жизнедеятельности. Рост численности клеток свидетельствует об эффективности протекания процесса биоокисления. На рис. 3 приведены данные по изменению pH и численности клеток штаммов бактерий *A.ferrooxidans* в процессе биоокисления лежалых хвостов.

Данные рис. 3 показывают, что наибольшее снижение pH от исходного значения 2,0–2,2 до 1,7 происходит в конце процесса биоокисления хвостов с использованием штамма 1. Применительно к штамму 3 идет самое медленное снижение с 2,15 до 2,0. И, соответственно, для наиболее активного штамма 1 отмечается наибольший рост клеток, концентрация которых составляла 0,48·10⁶ клеток в мл раствора на 7-е сутки биоокисления хвостов.

Таким образом, в результате проведенных опытов по биоокислению установлено, что наиболее активным среди исследованных культур является штамм 1, выделенный из руды Васильковского месторождения, который показал быструю адаптацию и окислительную способность к исследуемому объекту.

С применением рентгенофазового анализа изучен состав остатка биоокисления в сравнении с исходным материалом хвостов и показано, что в результате бактериального выщелачивания наблюдается снижение содержания основных сульфидов – арсенопирита и пирита, а также некоторых растворимых породообразующих минералов.

На рис. 4 приведены результаты исследования образцов исходных хвостов и твердых остатков биоокисления хвостов с помощью растровой электронной микроскопии. На поверхности образца, подвергнутого биоокислению, видны следы окисления – поры, щели и каверны.

Таким образом, выполненные исследования различных способов переработки лежалых хвостов золотоизвлекательной фабрики показали возможность извлечения 67–69% золота методами прямого и сорбционного цианирования, а также химического и бактериального окисления с последующим цианированием остатка, применение которых позволяет повысить извлечение золота соответственно до 74,4–74,6%. Наибольшее извлечение золота и экологическую безопасность обеспечивает использование способа переработки лежалых хвостов на основе их предварительного биоокисления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Глубокое* извлечение золота из хвостов обогащения месторождения Акбакай культурой *Acidithiobacillus ferrooxidans* / А.Т.Канаев, З.К.Канаева, И.А.Мырзаханова и др. // Успехи современного естествознания. 2013. № 6. С. 115–120.
2. *Голик В.И., Логачев А.В., Лузин Б.С.* Техногенные ресурсы золота Республики Казахстан // Междун. научно-практическая конференция «Повышение качества образования и научных исследований». – Экибастуз, 2009. С. 342–347.
3. *Извлечение* золота из хвостов золотоизвлекательной фабрики от переработки упорных руд смешанного типа / К.К.Турин, Т.В.Башлыкова, П.П.Ананьев и др. // Цветные металлы. 2013. № 5. С. 39–43.
4. *Кармазин В.В.* Перспективы увеличения добычи золота при разработке техногенных месторождений // Горный журнал. 1997. № 7. С. 56–57.
5. *Морозов Ю.П.* Теоретическое обоснование и разработка новых методов и аппаратов извлечения тонкодисперсных благородных металлов из руд и техногенного сырья // Автореф. дис. д-ра. техн. наук. – Екатеринбург, 2001.
6. *Новые* процессы извлечения мелкого золота из отвальных продуктов / В.В.Кармазин, О.И.Рыбакова, В.А.Измалков, С.Б.Татауров // Горный журнал. 2002. № 2. С. 76–82.
7. *Переработка* отвальных хвостов фабрик и нетрадиционного сырья с применением эффективных обогащательных процессов // И.А.Енбаев, Б.П.Руднев, А.А.Шамин, А.П.Качевский. – М., 1998.
8. *Рациональное* использование недр: проблемы и пути решения. Л.З.Быховский, Г.А.Машковцев, Б.Г.Самсонов, Е.М.Эпштейн // Геологические методы поисков, разведки и оценки месторождений твердых полезных ископаемых. Обзор. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1997.
9. *Руднев Б.П.* Обоснование и разработка эффективных методов обогащения текущих и лежалых хвостов обогащения руд цветных, благородных и редких металлов // Дис. ... д-ра тех. наук. – М., 2004.
10. *Рыбакова О.И.* Основные принципы построения комбинированных технологических схем доизвлечения тонкого золота из отвальных продуктов // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2003. № 10. С. 75–79.
11. *Современные* проблемы металлургии и материаловедения благородных металлов. Учебное пособие // С.И.Лолейт, М.А.Меретуков, Л.С.Стрижко, К.К.Гурин. – М.: Издат. дом МИСиС, 2012.
12. *Технологии* переработки золотосодержащих руд / Л.С.Стрижко, Б.А.Бобохонов, Б.Р.Рабинов, И.Р.Бобоев // Горный журнал. 2012. № 7. С. 45–50.
13. *Технологические, экономические и экологические аспекты* переработки техногенного сырья горно-металлургических предприятий / Г.Н.Рудой, Н.А.Волкова, И.В.Шадрюнова, И.В.Зелинская // Мат-лы междунар. совещания «Новые технологии обогащения и комплексной переработки труднообогатимого природного и техногенного минерального сырья» (Плаксинские чтения – 2011, 19–24 сентября). – Верхняя Пышма, 2011. С. 6–12.
14. *Бочаров З.В., Игнаткина В.А., Абрютин Д.В.* Технология переработки золотосодержащего сырья. – М.: Издат. дом МИСиС, 2011.
15. *Холматов М.М., Калинин В.П.* Проблемы переработки техногенных отходов // Горный вестник Узбекистана. 2003. № 4. С. 10–11.
16. *Чантурия В.А.* Основные направления комплексной переработки минерального сырья // Горный журнал. 1995. № 1. С. 50–54.
17. *Чантурия В.А., Краснов Г. Д.* Комплексная переработка минерального сырья (Плаксинские чтения, 9–11 октября 1990 г.). – М.: Наука, 1992.
18. *Knipe S.W., Chrysosoulis S.L., Clements B.* Flaky Gold: Problems with Recovery and Mineralogical Quantification // JOM. 2004. № 7. Pp. 58–62.
19. *Tuovinen O.H., Kelly D.P.* Biology of Th. Ferrooxidans in relation to the microbiological leaching of sulfide ores // Z. Allg. Microbiol. 1972. Vol. 12. № 4. Pp. 311–396.

ПАМЯТИ АНАТОЛИЯ КОНСТАНТИНОВИЧА КОРСАКОВА

В августе 2017 г., при проведении полевых геологических работ с аспирантами и студентами МГРИ–РГГРУ по гранту РФФИ в Архангельской области, на 64 году жизни скоропостижно скончался заведующий кафедрой общей геологии и геологического картирования МГРИ–РГГРУ им. С.Орджоникидзе, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Заслуженный работник высшей школы Российской Федерации Анатолий Константинович Корсаков.

Вся жизнь Анатолия Константиновича неразрывно связана с геологией и МГРИ, в который он пришел студентом на геологоразведочный факультет. После успешного окончания института в 1976 г. работал младшим научным сотрудником НИСа МГРИ. В 1980 г. поступил в очную аспирантуру и успешно закончил её в 1983 г. защитой кандидатской диссертации. Потом была работа на кафедре геохимии, минералогии и геологии редких и радиоактивных элементов, которая сформировала его как блестящего педагога и талантливого ученого. В 1987 г. А.К.Корсаков получил профессорское звание по кафедре общей геологии и геологического картирования, которую в дальнейшем возглавил. В 2000 г. А.К.Корсаков успешно защитил докторскую диссертацию.

В 2005 г. А.К.Корсаков был назначен проректором по научной работе, а уже в 2007 г. его выбрали Ректором МГРИ–РГГРУ, которым он руководил до 2009 г. Несмотря на свою огромную занятость административной работой, Анатолий Константинович продолжал активно заниматься научной и педагогической деятельностью, не прерывая связей с родной кафедрой.

После ухода с ректорского поста А.К.Корсаков возвратился на свою кафедру и полностью погрузился в научно-педагогическую работу. В нем счастливо сочетались таланты геолога-практика, ученого и педагога. Лекции, практические занятия с аспирантами и студентами-дипломниками, научное руководство подмосковной геологической учебной практикой, работу в редколлегиях нескольких научных журналов, в том



числе в журнале «Отечественная геология» и в ВАКе, он рационально совмещал с большой научно-практической деятельностью по изучению зеленокаменных поясов России и мира, полевыми экспедициями и научными экскурсиями.

А.К.Корсаков – автор около 100 научных публикаций, включая 3 учебника, 5 методических пособий и 3 монографии. Сотни студентов, десятки аспирантов, которые получили из его рук путевки в большую геологию – его вклад в геологическую педагогику.

Честность, открытость, удивительное жизнелюбие, высокий профессионализм и преданность выбранной профессии, педагогический талант – эти качества всегда были присущи Анатолию Константиновичу Корсакову. Таким он и останется в памяти близких, друзей и коллег по геологическому «цеху».

Редколлегия и редакция журнала

**Список статей, опубликованных в журнале
«Отечественная геология» в 2017 году**

Киселев Е.А. Поздравление с Днем геолога. № 2. С. 3.
Королева О.В. Академическая геология Якутии: Институту геологии алмаза и благородных металлов СО РАН – 60 лет. № 5. С. 3.

**ОРГАНИЗАЦИЯ, УПРАВЛЕНИЕ, ЭКОНОМИКА,
НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЕ**

Аксенов С.А. Основные результаты геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые в 2016 г. и задачи на 2017 г. № 1. С. 3.
Алексеев В.М., Фаррахов Е.Г., Вольфсон И.Ф. Организация охраны труда на предприятиях геологической отрасли. № 3. С. 3.

МИНЕРАГИЕНИЯ

Барышев А.Н. Иерархия конвективных геологических систем и их минерагеническое значение. № 1. С. 19.
Барышев А.Н., Хачатрян Г.К. Минерагеническое и геодинамическое значение типов популяций алмаза. № 6. С. 3.
Иванов А.И. Роль метаморфических условий преобразования углеродистых карбонатно-терригенных отложений для формирования золотого оруденения на разных этапах коллизионной эпохи развития Байкало-Патомской металлогенической провинции. № 4. С. 3.
Черных А.И., Ветров Е.В., Пихутин Е.А. Геологическое строение и металлогения западной части Восточно-Таннуольского рудного района (Республика Тыва) – на основе новых геохимических и изотопно-геохронологических данных. № 2. С. 4

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Акулов Н.И., Валеев Р.Р. Палеорельеф фундамента Сибирской платформы и его влияние на формирование нефтегазоконденсатных месторождений. № 6. С. 72.
Анисимова Г.С., Соколов Е.П., Кардашевская В.Н. Золоторедкометалльное (Au-Mo-Bi-Te) оруденение Верхнеалгоминского золотоносного района. № 5. С. 12.
Анфилов В.Н., Кабанова Л.Я., Изумцова М.А., Никандрова Н.К. Геологическое строение, петрография и генезис кварцевого месторождения «Гора Хрустальная» (Средний Урал). № 1. С. 68.
Артемова О.А. Стадийность гидротермально-метасоматических и метаморфических изменений пород в пределах минерализованной зоны Северная, Светловское рудное поле, Бодайбинский рудный район. № 3. С. 53.
Вишняков А.К., Смычник А.Д., Панов В.Д., Вафина М.С., Рахматулина Ю.Ш. Строение и условия образования калийно-магниевого солей центральной части Нивенской впадины Калининградско-Гданьского соленосного бассейна. № 4. С. 90.
Герасимов Б.Б., Желонкин Р.Ю. Минералогические особенности золотосульфидных вкрапленных рудных проявлений Лено-Анабарского междуречья (северо-восток Сибирской платформы). № 5. С. 23.
Голубев Ю.К., Прусакова Н.А., Лукьянова Л.И. Опыт выявления коренных источников алмазных россыпей арктической зоны Якутии. № 1. С. 54.
Гусейнов Г.С. Распределение благородных металлов (Au, Ag) в рудах Гедабекского золотомедноколчеданного месторожде-

ния (Малый Кавказ). № 6. С. 67.
Донец А.И., Ручкин Г.В., Конкин В.Д. Геолого-промышленные типы и региональные геологические особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах. № 6. С. 31.
Иванов А.И., Агеев Ю.Л., Конкин В.Д. К оценке достоверности бороздового опробования жильно-прожилковых рудных зон с крупным золотом на примере Светловского рудного поля (Бодайбинский рудный район). № 4. С. 81.
Иванов А.И., Конкин В.Д., Агеев Ю.Л., Молочный В.Г. Особенности поисков золоторудных месторождений в районах развития дельювиальных курумовых развалов. № 6. С. 14.
Кондратьев М.Н., Савва Н.Е., Гамянин Г.Н., Колова Е.Е., Семышев Ф.И., Малиновский М.А., Кондратьева Е.А. Новые данные по структуре, минералогии, геохимии золоторудного месторождения Каральвеем (Чукотка). № 3. С. 26.
Конкин В.Д., Иванов А.И., Котельников Е.Е., Васюков В.Е., Захаров И.О. К методике оценки прогнозных ресурсов рудного золота в углеродистых карбонатно-терригенных отложениях Бодайбинского рудного района. № 4. С. 64.
Кряжев С.Г. Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах. № 1. С. 28.
Мансуров Р.Х., Тарасов А.В., Двуреченская С.С. Геолого-геофизические признаки локализации крупнообъемных золотоносных минерализованных зон в пределах рудоконтролирующих зон складчато-разрывных деформаций на примере Енисейского кряжа. № 3. С. 12.
Мельников А.В., Степанов В.А. Сугдженский рудно-россыпной узел Приамурской золотоносной провинции: геологическое строение и перспективы золотоносности. № 2. С. 42.
Мишачёв И.Ф. Основные геолого-структурные обстановки проявления медно-порфировых месторождений в рудных районах. № 6. С. 25.
Митрофанов Н.П. О методологии прогноза, поисков и оценки скрытых плутогенных месторождений. № 2. С. 31.
Некрасов А.Н. Геолого-генетические модели полихронных-полигенных благороднометалльных месторождений Верхояно-колымской складчатой области (на примере Мангазейского сереброрудного поля). № 1. С. 39.
Серавина Т.В., Инякин А.В., Кузнецов В.В., Мурзин О.В., Зятдинов М.Р., Конкина А.А., Кудрявцева Н.Г. Особенности и условия накопления вулканогенно-осадочных отложений нижнего кембрия (Салаирский кряж). № 2. С. 22.
Устинов В.Н. Условия формирования мезозойских и кайнозойских коллекторов алмазов Северо-Восточной Анголы. № 6. С. 40.
Устинов В.Н., Голубев Ю.К., Загайный А.К., Кукуй И.М., Микоев И.И., Лобкова Л.П., Антонов С.А., Конкин В.Д. Анализ перспектив алмазности Африканской провинции в связи с развитием минерально-сырьевой базы Российской Федерации за рубежом. № 6. С. 52.
Ярцев Е.И., Шатагин Н.Н. Геохимическая зональность даек позднеживетского габбро-диабазового комплекса на Джусинском колчеданно-полиметаллическом месторождении, Южный Урал. № 3. С. 45.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Гриненко В.С., Князев В.Г. Нижняя–средняя юра Якутского погребенного сводового поднятия, Тукуланского выступа и Лунгинско–Келинской впадины: расчленение разрезов и их корреляция. № 1. С. 75.

Изофов Л.А., Крамчанин К.Ю., Ли Н.С., Огородний А.А. Позднепермские кольцевые структуры островов залива Петра Великого (Японское море). № 2. С. 51.
Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С., Мельникова В.И. Структура сейсмичности и тип современных тектонических деформаций зоны Черского (Северо-Восток Якутии). № 5. С. 123.
Кутыгин Р.В., Князев В.Г. Проблема разграничения среднего и верхнего оксфорда на севере Сибири по аммонитам. № 5. С. 111.
Третьяков Ф.Ф. Некоторые аспекты строения консолидированной коры Верхоянского складчато-надвигового пояса. № 5. С. 116.

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

Арифудов Ч.Х., Кряжев С.Г., Арсентьева И.В., Имамендинова М.А., Цымбалюк Н.В. Золотоносные литолого-стратиграфические уровни и условия локализации прожилково-вкрапленных руд в Хакчанском и Верхне-Хатыннах-Олботском рудных узлах (Магаданская область). № 4. С. 24.
Афанасьев В.П., Угайева С.С. Возможно ли преобразование формы включений в алмазах? № 5. С. 31.
Березкин В.И., Кравченко А.А., Зайцев А.И., Попов Н.В. Дифференцированный метагабброидный комплекс в северо-западной части Суннагинского блока Алдано-Станового щита. № 5. С. 101.
Бучко И.В., Сорокин А.А., Родионов А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Ковач В.П. Пермо-триасовый этап ультрамафит-мафитового и мафитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. № 6. С. 94.
Голубева Ю.Ю., Колесникова Т.И. Вещественный состав кра-терных частей возможных коренных источников алмазов триасового возраста на севере Оленёкского поднятия (Якутия). № 1. С. 85.
Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Кудрин М.В. Интенсивные параметры формирования и минерагенический потенциал гранитоидов Курдатского и Самырского массивов, Тас-Кыстабытский магматический пояс Верхояно-Колымской складчатой области. № 5. С. 80.
Зинчук Н.Н. Особенности алмазоносности разных фаз внедрения кимберлитов. № 1. С. 105.
Иванов А.И., Журавлев А.И., Лоскутов Е.Е., Кравченко А.А., Округин А.В., Ермаков Н.Н., Прокопьев И.Р. Типоморфизм цирконов Медведевского, Юхтинского и Джелтулинского мезозойских щелочных массивов Алданского щита. № 5. С. 45.
Лихачев А.П. К вопросам образования, поведения и фракционирования химических элементов, их изотопов и минералов в природных процессах. № 6. С. 80.
Лихачев А.П. Причины, условия и время образования природных скоплений кварца, свойственных только Земле и являющихся одним из основных носителей и источников получения золота. № 1. С. 95.
Лихачев А.П. Условия образования магнетита и его рудных скоплений. № 4. С. 44.
Никулова Н.Ю., Шмелева Л.А., Исаенко С.И. Литологические, минералогические и петрохимические особенности песчаников верхневендско-нижнекембрийской енганапейской свиты (хр. Енганэ-Пэ, Полярный Урал). № 3. С. 58.

Округин А.В., Толстов А.В. Петрогеохимическая характеристика сиенит – щелочно-ультраосновного силикатного комплекса пород Томторского массива (северо-восток Сибирской платформы). № 5. С. 56.
Опарин Н.А., Олейников О.Б., Бабушкина С.А. Флогопит из трубок Манчары и Апрельская (Хомпу-Майское кимберлитовое поле, Центральная Якутия). № 5. С. 37.
Орлов Ю.С., Трунилина В.А., Роев С.П. Петрология и рудность гранитоидов Бургалийского рудно-магматического узла (Верхояно-Колымская орогенная область). № 5. С. 67.
Рященко Т.Г., Штельмах С.И., Вологина Е.Г. Микроэлементный состав донных осадков озера Байкал (район Академического хребта). № 2. С. 59.
Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сергеев С.Н. Геологическое строение и состав ультрамафитов Аккаргинско-Буруктаьского района (Южный Урал). № 4. С. 54.
Трунилина В.А., Роев С.П. Чалбинский рудно-магматический узел (Верхояно-Колымская орогенная область). № 5. С. 90.
Чепуров А.А., Туркин А.И. Проблема генезиса высокохромистых гранатов в перидотитах верхней мантии по экспериментальным данным. № 3. С. 69.
Шарданова Т.А., Фадеева Н.П., Хомяк А.Н., Косоруков В.Л. Особенности строения и формирования высокоуглеродистых комплексов. № 3. С. 74.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Жексембаев Е.Ш., Плотникова Р.И. Термоминеральные воды Балхаш-Алакольского региона (Юго-Восточный Казахстан). № 2. С. 68.

ТЕХНОЛОГИИ ОБОГАЩЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Койжанова А.К., Седельникова Г.В., Камалов Э.М., Ерденова М.Б., Абдылдаев Н.Н. К вопросу извлечения золота из лежащих хвостов золотоизвлекательной фабрики. № 6. С. 98.

ДИСКУССИИ

Барышев А.Н. Геологическая позиция и генезис золоторудных месторождений Байкало-Патомской территории в связи с геодинамикой Центральной Азии. № 4. С. 98.
Калмыков Н.П. Местонахождение Удунга (Западное Забайкалье, Россия): геология и фауна млекопитающих раннего плиоцена. № 2. С. 76.
Кучин Е.С. Россыпей без коренных источников не бывает. № 2. С. 83.
Лурье М.А. Металлоносность нефтей, генетический аспект. № 4. С. 109.
Пузанов В.И. Щелочной и кимберлитовый метасоматоз в истории Земли. № 3. С. 85.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

70-летие Валерия Ивановича Ваганова. № 2. С. 86.
70-летие Сергея Сероповича Варганяна. № 1. С. 115.
75-летие Алексея Гордеевича Волчкова. № 1. С. 117.
80-летие Евгения Михайловича Аксенова. № 4. С. 115.
90-летие Анатолия Ансовича Фельдмана. № 2. С. 87.
Памяти Анатолия Константиновича Корсакова. № 6. С. 104.
Памяти Владислава Юрьевича Зайченко. № 2. С. 88.
Памяти Георгия Владимировича Ручкина. № 4. С. 117.