

*Виктору Яковлевичу Алексею  
Посвящается*

И.И. Чайковский

ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ИНТРУЗИВНЫХ АЛМАЗОНОС-  
НЫХ ПИРОКЛАСТИТОВ ВИШЕРСКОГО УРАЛА



Издательство Пермского университета

Пермь 2001

**ББК 26.303**

**Ч 15**

**УДК [552.313+549.211] (470.53)**

**Чайковский И.И.**

**Ч 15** **Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала.** – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. – 324 с.

**ISBN 5 – 8241 – 0251 -1**

В монографии обобщены данные по петрологии и минералогии пирокластитов, разрушение которых приводит к формированию алмазоносных россыпей Уральской провинции. Предложена тектоническая модель формирования, восстановлена стадийность становления флюидизированного вулканического материала, приведена типизация тел и пород. Детально охарактеризован типоморфизм индикаторных минералов.

Для геологов широкого профиля и специалистов, занимающихся проблемами алмазных месторождений.

Печатается по решению редакционно-издательского совета Пермского университета

Работа выполнена при финансовой поддержке Комитета природных ресурсов по Пермской области (договор 49/95, 2/99)

Рецензенты: Лаборатория петрографии Института геологии  
КНЦ УрО РАН,  
д-р. геол.-мин. наук, чл.-кор. РАЕН Л.В. Махлаев,  
канд. геол. - мин. наук. В.И. Силаев

Спонсор издания: Пермское государственное геологическое  
съёмочное предприятие «Геокарта»

**ISBN 5–8241–0251–1**

**© И.И Чайковский, 2001**

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Эта монография посвящена минералогии и петрологии необычных пород, дезинтеграция которых приводит к формированию алмазонасных россыпей как в Красновишерском районе, так и вдоль западного склона Северного и Среднего Урала. Основное внимание в работе уделено главному алмазонасному Вишерскому району, хотя аналогичные по составу и происхождению эндогенные породы, сопровождаемые другой минерализацией (железо, золото, платиноиды, стронций), установлены в настоящее время и в других частях Пермской области.

Внимание к этим любопытным породам пробудил в 1995 г. В.Р. Остроумов, вызвав интерес специалистов различных научных организаций. В результате сопровождения геологосъемочных работ, проводимых ПГГСП «Геокарта», тематическими исследованиями, выполненными ВСЕГЕИ, ИГЕМ, ВНИИ «Океангеология», ПГУ, ТОО «Прогноз-Д», ООО «Вита», за эти годы был накоплен огромный геологический и аналитический материал. Наряду с обобщением этих данных автором проводились полевые и лабораторные работы (изучение состава типоморфных минералов и пород, флюидной фазы, изотопов С и О карбонатов, онтогении, строения глинистых минералов и др.), что позволило более эффективно использовать имеющийся по данному вопросу аналитический материал.

Автор выражает благодарность И.П. Тетерину, С.Н. Петухову П.М. Пачину, Б.В. Маслову, А.И. Козлову, А.Я. Рыбальченко, Т.М. Рыбальченко, Ю.В. Шурубору, конструктивное общение с которыми способствовало написанию данной монографии, своим коллегам Ф.А. Курбацкой, Р.Г. Ибламинову, Г.В. Лебедеву, Б.М. Осовецкому за внимание и научную поддержку, В.И. Силаеву и Л.В. Махлаеву – за помощь в выполнении анализов и ценные критические замечания. Особую признательность автор выражает представителям Комитета природных ресурсов Пермской области и ПГГСП «Геокарта» В.А. Кириллову, Г.Г. Морозову за чуткое отношение к данной проблеме и оказанную финансовую помощь, а также Ф.А. Курбацкой, Л.И. Лукьяновой, В.В. Жукову, В.А. Езерскому, В.Р. Остроумову, А.Б. Макееву, чьи аналитические данные и материалы были использованы в этой книге.

## ВВЕДЕНИЕ

Первый кристалл алмаза на Урале был найден 5 июля 1829 года в районе Крестовоздвиженских золотых россыпей. За ним последовали и другие находки, которые позднее привели к созданию на европейском континенте первой алмазодобывающей промышленности. На протяжении почти 170-летней истории поисков коренных источников алмазов на Урале представления о их природе менялись и соответственно по-разному ориентировались поисковые работы.

В 1831 г. проф. М. Энгельгардт, присланный на Урал Петербургским горным департаментом в связи первыми находками алмазов, на основании ромбододекаэдрической формы кристаллов и наличия в россыпях горного хрусталя, бурого железняка и анатаза предположил, что вероятной материнской породой уральских алмазов являются черные доломиты, развитые в окрестностях Адольфова лога. Позднее, в 1837 г. Г. Розе связывал происхождение уральских россыпей с разрушением различных подстилающих толщ. Подобного же мнения придерживался приглашенный в 1898 г. владельцем Крестовоздвиженских приисков П. Шуваловым французский инженер Е. Бутан. В результате проведенного опробования он пришел к выводу, что и углистый доломит, и итаколумит (сланцеватый сланец), и зеленокаменные породы могут с одинаковой вероятностью считаться коренными источниками алмазов, но не доказал это.

К 1922 г. на Урале уже было известно довольно много мест находок алмазов. Это позволило А.Е. Ферсману выделить три района: Гороблагодатско-Бисерский и Верх-Исетский на Среднем Урале и Кочкарский на Южном Урале. Тщательная геологическая ревизия прежних заявок и развертывание поисков начинаются лишь с 1938 г. под научным руководством А.П. Бурова. Устанавливается промышленная алмазоносность аллювиальных отложений древней и современной речных сетей, которые связаны с двумя полосами развития палеозойских карбонатных пород: вдоль Главного Уральского разлома на востоке и вдоль границы платформенной и горно-складчатой области на западе. В результате проведения этих работ на Среднем Урале создается алмазодобывающая отрасль. В этот период считается, что алмазоносность приурочена к определенным геоморфологическим областям – межгорным депрессиям. Выявленная высокая обогащенность аллювия пелитовым материалом (иллитоподобная слюда, гидрохлорит, каолинит, галлуазит, бемит, карбонаты и гидроксиды железа) связывается А.А. Кухаренко с глубоким химическим изменением алмазоносных галечников в условиях влажного теплого климата в конце

миоцена [82]. Формирование же самих рыхлых отложений объясняется размывом уральских габбро-перидотитовых массивов, мелких тел миогеосинклинальной зоны или платформенных источников в среднем–позднем палеозое и особенно в мезокайнозое.

В 1958 г., наряду с другими грубообломочными толщами протерозоя и палеозоя Северного Урала, в качестве промежуточного коллектора россыпных алмазов А.Д. Ишковым, В.А. Ветчаниновым и др. были выдвинуты отложения такатинской свиты среднего девона [21, 62]. В результате последующих геолого-поисковых работ 1963-1966 гг. на четырех участках была установлена их повышенная алмазность. Непосредственная близость аллювиальных месторождений к выходам среднедевонских конгломератов и гравелитов позволила считать, что современные россыпи с промышленными концентрациями возникли в результате размыва промежуточного коллектора. На основании кривой слоистости, высокого содержания глинистой примеси и плохой сортированности такатинские породы, содержащие алмазы, геологи отнесли к русловым фациям. Встреченные в основании конгломератов глины и щебнисто-глинистые образования связывались с перемещенными корами выветривания и элювиально-делювиальными отложениями. Концепция о вторичных коллекторах надолго предопределила литолого-фациальную направленность геолого-поисковых работ и их пространственную привязанность к выходам среднедевонских пород. В последующие годы весомый вклад в изучение состава вмещающих алмазоносных отложений и выявления закономерностей их распространения внесли А.М. Зильберман, В.Я. Колобянин, Т.В. Куликова, Ю.И. Погорелов, С.П. Пьянкова, И.Н. Степанов, Г.Н. Сычкин, Е.М. Чернышова, А.М. Чумаков и другие.

Последние представления, касающиеся коренных источников алмазов начали формироваться у пермских геологов после того, как А.Я. Рыбальченко в конце 1995 г. было установлено аномальное структурное поведение литологических толщ в пределах алмазных месторождений. Им было доказано, что отложения, принимаемые за древние коры выветривания, карст, элювиально-делювиальные имеют инъекционные взаимоотношения (субпластовые тела, линзы, жилы, зоны штокверков) практически со всеми стратифицированными образованиями и особенно с такатинскими. В ореоле этих пород были зафиксированы проявления эндогенных процессов: джаспероидизация, сульфидизация и др. Таким образом, такатинская свита предстала перед геологами как литологически благоприятная толща для внедрения и локализации подвижного алмазоносного материала (магматического или флюидизированного). Участие эндогенного (пирокластического)

материала в этих толщах обосновывалось еще в 1981 г. работами Ю.И. Погорелова, а затем Т.В. Куликовой, А.М. Чумакова, Р.Е. Остроумова, В.Р. Остроумова.

В первой же публикации А.Я. Рыбальченко и др. [129] назвали породы, состоящие из смеси магматического и осадочного материала, по аналогии с алмазоносными австралийскими образованиями песчаными туфами (ксенотуффизитами). Отметим они и их приуроченность к узлам пересечения глубинных разломов тиманской ориентировки с межпластовыми сдвиго-надвигами северо-восточного простирания, представляя структуру рудного поля в виде цепочки («ожерелья») месторождений по периферии Полюдово-Колчимского поднятия. По мнению авторов, магматиты интенсивно изменены гидротермально-метасоматическими процессами (аргиллизация). Были высказаны предположения о их юрско-меловом возрасте. При опробовании одного из инъекционных тел были получены первые 18 кристаллов из коренных пород.

Справедливости ради надо отметить, что непромышленная алмазоносность этих пород, известных ранее как «терригенное основание колчимской свиты», «предтакатинские коры выветривания», была установлена ранее геологами Вишерской поисковой партии. Более того, в них были подсчитаны запасы, оказавшиеся некондиционными.

Позднее А.Я. Рыбальченко и др. [130] представили модель формирования диатрем уральского типа (названных позже флюдизатно-эксплозивными структурами) в результате последовательного внедрения газовых эксплозий и последующих инъекций собственно магматического материала [125, 126]. К сожалению, А.Я. Рыбальченко не публиковал исходного фактического материала, что существенно затрудняет возможность проверки большинства выдвигаемых им положений.

Т.М. Рыбальченко [127, 131, 132] описала множество в значительной степени измененных аутометасоматозом, эффузивоподобных и пирокластических пород. В шлифах были установлены свежее вулканическое стекло, инъекционный и эксплозивно-эруптивный характер внедрения магматического материала, разнообразные постмагматические процессы (окварцевание, доломитизация и аргиллизация), а также планарные элементы в зернах ксеногенного кварца, свидетельствующие о проявлении процессов взрывного метаморфизма. Подчеркивая орендитовый тренд дифференциации, она заявила о необходимости выделения нового типа коренных алмазоносных пород – «вишеритов».

На основании сходства геотектонических условий, петрографического состава и характерных минералов-спутников Ф.А. Курбацкая [76-81] выделила единую Полюдово-Ксенофоновскую петрографиче-

скую провинцию лампроито-лапрофировых пород, а на основании находок фауны среднего карбона в обломках конглобрекчий датировала их средним–верхним карбоном. Ею выявлены псевдоморфозы по олигину и лейциту, в районе Верхне-Ухтымской антиклинали описаны конглобрекчии эксплозивного дробления, лейцититы, щелочные сиециты, песчаные туфы с аккреционными лапиллями, аналогичные таковы из пород Архангельской и Австралийской провинций

На основе анализа размещения рудопроявлений Р.Г. Ибламинов и Г.В. Лебедев [54, 85] установили, что разнообразная медная и полиметаллическая минерализация в пределах Полюдово-Колчимского поднятия контролируется поперечными разрывами с пошаговым интервалом в 2 км. Была показана приуроченность алмазности к гранитоидным поясам в фундаменте и пересечению их с прибортовыми частями вендского рифта, особенно к тройным точкам сочленения уральского рифта. Они разработали поисковые критерии, позволившие выделить площади, перспективные для обнаружения коренных месторождений алмазов.

Представители ленинградской школы Л.И. Лукьянова, Л.П. Лобкова, В.В. Жуков, Э.А. Ланда провели огромный комплекс аналитических исследований: петрографических, минералогических и геохимических [50, 51, 86-88]. Был выявлен большой набор индикаторных минералов: лейцит, хромдиопсид, хромшпинелиды, орто- и клинопироксены, флогопит, различные сфериты, самородные фазы. Изучалось распределение редкоземельных элементов. Было показано геохимическое сходство пирокластитов Красновишерского района с орендитами-мадупитами-камафугитами Италии и лампроитами Южного Урала.

Даже приведенный выше, далеко не полный, обзор показывает с одной стороны необычность исследуемого объекта и необходимость привлечения новых терминов и понятий, а с другой – многогранность проблемы. Наиболее важные выводы, вытекающие из предыдущих исследований, можно свести к следующему.

Многие россыпные месторождения и проявления лежат на выходах коренных пород, содержащих в основном непромышленные концентрации алмазов. На основе комплексных признаков установлено, что подстилающие образования являются эндогенными и содержат магматогенный и мантийный материал. Механизм становления алмазоносного материала в условиях коры, петрографический и минералогический состав свидетельствуют об их специфичности. Хотя известные к настоящему времени породы в связи с мелкомасштабностью отдельных проявлений вряд ли будут являться объектами промышлен-

ной эксплуатации, интерес к их изучению оправдан по ряду причин. Во-первых, лавинообразный рост количества открытых тел диктует необходимость их картирования, типизации и опробования. Во-вторых данные породы представляют собой уникальный материал для изучения и восстановления процессов петро- и минералообразования, как в коре, так и мантии. В-третьих, при дальнейшем планомерном изучении могут быть выявлены петрографические разности и тела, имеющие промышленные содержания алмазов.

Наряду с исследователями, поддерживающими эндогенную (туффизитовую) природу первоисточников, в печати появились работы специалистов ЦНИГРИ, критикующие подобные представления [11]. В публикациях Всероссийского совещания «Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона» (Сыктывкар, 2001 г.) были высказаны также предположения о тектоническом или флюидном выжимании измененного материала глубоких кимберлитовых трубок и даже об отсутствии генетической связи алмазов с измененной пирокластикой. Появление критических статей обусловлено отсутствием обобщающих работ, в которых был бы достаточно полно представлен фактический материал, позволяющим читателям составить собственное представление о природе алмазоносных пород Урала.

Возможно, данная монография, являющаяся результатом пятилетних исследований, частично восполнит этот пробел. В первой главе освещены тектонические условия формирования пирокластитов и их типизация, во второй описаны типоморфные минералы, а в третьей изложена петрологическая модель.

По нашему мнению, специфика алмазоносных пород Урала кроется в синколлизонных обстановках становления, которые обусловили длительное взаимодействие поднимающегося расплава, а затем, и пепла с собственной флюидной фазой. Это вызвало сильное гидролизное преобразование пирокластики и внедрение в виде частиц, измененных до глинистых минералов, взвешенных в водно-газовой струе.



## **Тектоно-петрографическая характеристика алмазоносных пирокластитов северного Урала**

### **ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ УРАЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ**

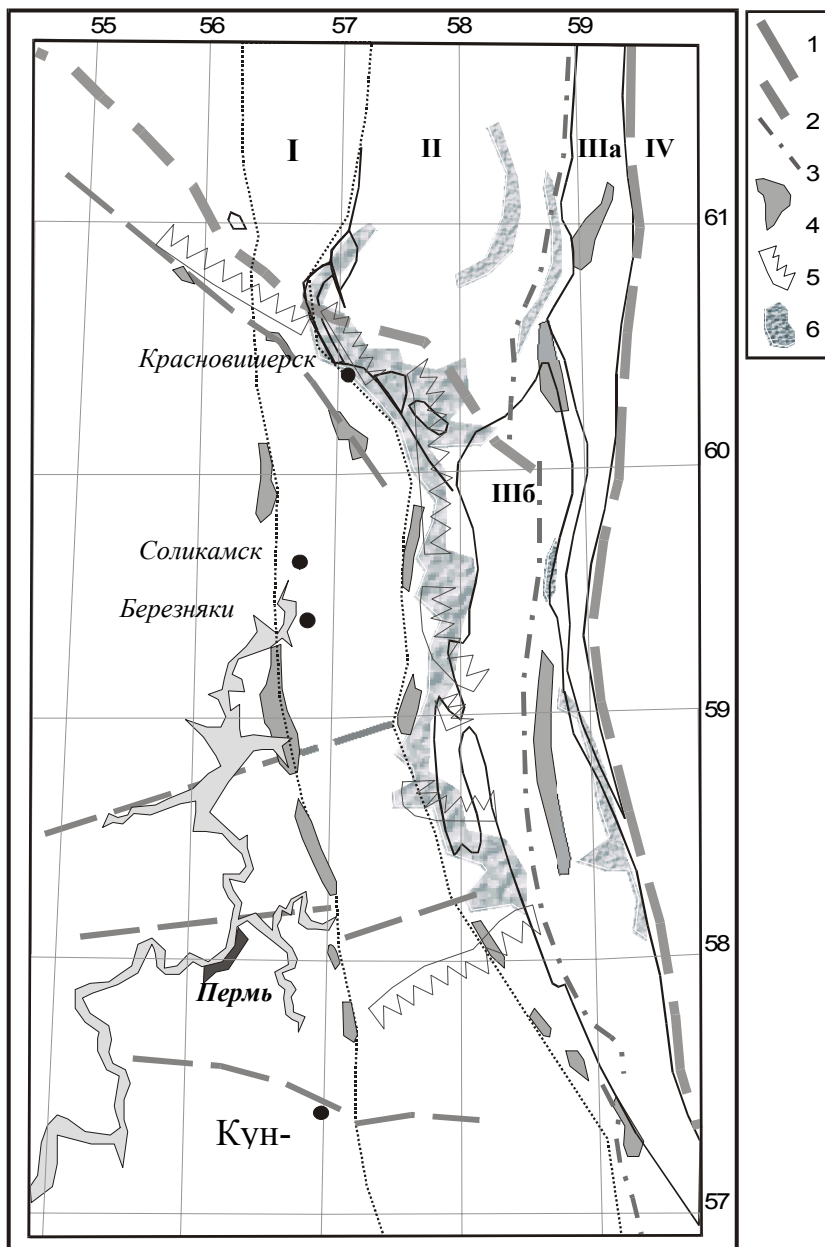
Основная часть алмазоносной провинции находится в пределах Пермской области и приурочена к границам крупных тектонических блоков – Восточно-Европейской платформы, Печорской плиты и Уральской складчатой области. Положение месторождений и проявлений контролируется протяженными тектоническими контактами палеозойских и докембрийских стратифицированных комплексов. Выходы последних приурочены к антиклинорным структурам: Кваркушко–Каменогорской, Полудово–Колчимской и Ляпинско–Кутимской (рис. 1.1).

Центральная часть провинции совпадает с Полудово–Колчимским поднятием. Именно здесь локализованы наиболее крупные месторождения алмазов, на которых ведется добыча дражным и гидравлическим способами. В последние годы пермскими геологами установлено, что промышленные концентрации связаны не только с аллювиальными, но и элювиальными отложениями рек Волынка, Ефимовка, Чурочная, Рассольная, Илья-Вож и др., расположенными над коренными выходами пирокластических образований.

Наиболее протяженная (южная) часть провинции приходится на обрамление Кваркушко–Каменогорского мегантиклинория. В ее пределах традиционно [82] выделяют две полосы алмазоносности – Западную и Восточную. Локализованные здесь месторождения содержат более мелкие алмазы и в основном уже отработаны.

Алмазные проявления и места находок единичных алмазов известны севернее Полудово–Колчимского поднятия, на Верхне–Ухтымской антиклинали и вдоль юго-восточной окраины Печорской плиты.

Практически все месторождения тяготеют к линейным зонам, где совмещены карбонатные и терригенные породы, что послужило поводом для выделения эрозионно-карстовых депрессий, контролирующей размещение алмазоносных россыпей. Однако геоморфологический фактор контроля, установленный на начальных этапах регионального изучения алмазоносности, лишь отражает глубинное строе-

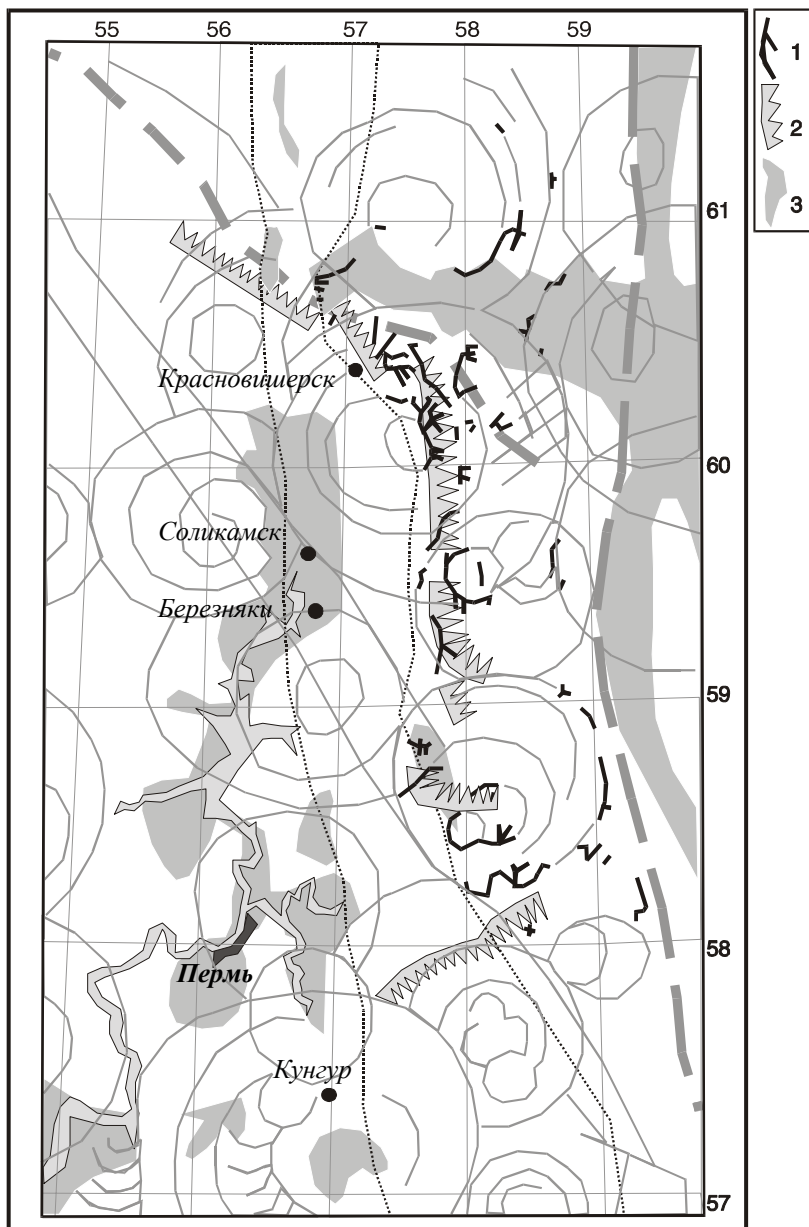


ние территории. Многолетнее картирование Западного Урала показывает, что эти линейные зоны являются границами, по которым происходило надвигание Центрально-Уральского и Полюдово-Колчимского поднятий на окраину Восточно-Европейской платформы в герцинское время. Об этом же свидетельствует графическая интерпретация Ю.Л. Будриным и В.А. Цыганковым физических полей. Они показали, что монотонно убывающие градиентные зоны гравитационного поля, фиксирующие поверхности сместителя, падают в двух направлениях – восточном и северо-восточном (рис. 1.1). Подобная ориентировка надвиговых плоскостей свидетельствует о приложении к тектоническим блокам двух различных сил.

План тектонических деформаций и структурно-петрологические наблюдения в зоне сочленения Тимана и Урала [166] показывают, что причиной движения аллохтонных пластин в двух различных направлениях являлся «косой» (левосдвиговой) характер общеуральских коллизионных движений в герцинское время. Касательное столкновение Тимано-Печорского и Волго-Камского мегаблоков по разлому северо-западного простирания вызывает будинирование Ляпинско-Кутимского и Кваркушко-Каменогорского мегантиклинорий, их сближение и надвигание на край платформы. При этом Кваркушко-Каменогорский аллохтон приобретает чешуйчатое строение за счет возникновения надвиговых плоскостей с восточными и северо-восточными падениями (Чикманский и Шумихинский надвиговые зоны). В результате сдвиговых (ротационных) движений чешуйчатоблочные кольцевые морфоструктуры формируются как в горноскладчатой области Урала, так и в платформенной части. Алмазоносные отрезки русел рек ориентированы в основном согласно сдвиговым линеаментам кольцевых морфоструктур (рис. 1.2). Эти блоки диаметром 80 - 140 км (Горнозаводский, Чикманский, Красновишерский и

Рис. 1.1. Положение полей алмазоносности на тектонической схеме Западного Урала, составленной по материалам А.М. Зильбермана и др., Ю.Л. Будрина, В.А. Цыганкова:

I - Предуральский краевой прогиб; II – Западно-Уральская зона складчатости; III – Центрально-Уральское поднятие (а – Ляпинско-Кутимский и б – Кваркушко-Каменогорский мегантиклинории) IV – Тагильский мегасинклинорий; I – Главный Уральский разлом; 2 – граница между Волго-Камским и Тимано-Печерским мегаблоками; 3 – Уральско-Западно-Уральский разлом, отделяющий область опущенного и перереботанного блока по краю платформы; 4 – глубинные базитовые тела, маркирующие рифтогенные швы; 5 – градиентные зоны гравитационного поля, монотонно убывающие в одном направлении; 6 – поля алмазоносности



Колвинский) естественным образом группируют алмазоносные россыпи в рудные районы. Такой же структурный контроль был установлен для тектонически близких синколизонных стресс–гранитов Ляпинско-Кутимского мегантиклинория [166].

Таким образом, размещение алмазоносных россыпей (и тел пирокластитов, залегающих в их приплотиковой части) на западном склоне Среднего и Северного Урала контролируется тектоническими структурами двух уровней:

- зонами *надвигов*, ограничивающих антиклинорные структуры и обуславливающих полосовое распределение алмазоносности;
- *чешуйчато–блоковыми кольцевыми морфоструктурами*, определяющими ориентировку алмазоносных россыпей в пределах рудного района.

Поскольку формирование проявлений пирокластитов происходило в мезозойское время и отмечены случаи, когда они сопровождаются современными выходами сероводородных грязей, значительный интерес представляет изучение структуры геотермического поля на территории Пермской области.

Картирование конвективного теплового потока Земли, выполненное В.И. Горным [39] по материалам тепловой космической съемки спутника NOAA, выявило на территории европейской части России термические кольцевые структуры, часть из которых связана с конвективными потоками над мантийным плюмом. Распределение тепловых аномалий на Кавказе позволило предложить геотермическую модель молодого складчатого сооружения. Оказалось, что наряду с локальными аномалиями, вызванными проявлением современного вулканизма, по периферии Кавказских гор имеются контрастные линейные зоны выноса эндогенного тепла, часть из которых совпадает с региональными надвигами. Подобная картина объясняется коллизионным сжатием коры и снижением ее флюидопроницаемости. Невозможность выноса эндогенного тепла приводит к быстрому разогреву верхней мантии и нижней литосферы, плавлению и формированию флюидного «мешка». Образующийся флюид устремляется в область меньшего гидродинамического сопротивления литосферы – за пределы тектонических покровов, или происходит его прорыв в сводовой части в виде вулканического извержения.

---

Рис. 1.2. Тектоническая схема кольцевых макроструктур и аномалий конвективного теплового потока (составлена по материалам В.И. Горного, 2000 и результатам дешифрирования топокарты масштаба 1:500000): 1–алмазоносные отрезки рек, 2–градиентные зоны гравитационного поля, монотонно убывающие в одном направлении, 3–аномалии эндогенного теплового поля

На карте ночных температурных контрастов, приведенной в работе [39], видно, что для окраины Восточно-Европейской платформы так же, как и для Кавказа, характерны линейные зоны разгрузки эндогенного тепла (рис. 1.2). Восточная полоса проходит восточнее Главного Уральского разлома, западная – от г. Чердыни на севере до г. Перми и далее раздваивается на ветви – «камскую» и «сылвенскую». Кроме субмеридиональных имеются и субширотные зоны. Это заливообразное ответвление на границе Тимано-Печорского и Волго-Камского блоков. На западе оно теряет свои четкие очертания и за пределами приведенной схемы расщепляется на несколько зон (Северные увалы, Архангельское и Тиманское направления). Локальная тепловая аномалия фиксируется также в месте разгрузки современных гидротермальных сероводородно-хлорнатриевых растворов у р. Пыдол на тиманской гравитационной ступени.

Наблюдаемая структура эндогенного геотермического поля может отражать наличие под краевой частью Восточно-Европейской платформы протяженного флюидно-магматического очага, разгрузка которого происходит как вдоль восточной границы Центрально-Уральского поднятия, так и на западном рубеже Предуральского краевого прогиба по долине р. Кама. Последняя зона совпадает с рифтогенным швом, фиксируемым в физических полях цепочкой базитовых тел, а на поверхности – пониженными участками рельефа (и кольцевых морфоструктур).

Таким образом, привлечение данных о распределении эндогенного тепла на окраине Восточно-Европейской платформы позволяет показать роль тектонических процессов в формировании алмазоносного магматизма. Обобщающая модель может быть представлена следующим образом. Герцинская коллизия вызвала скупивание перикратонных блоков Центрально-Уральского поднятия и Западно-Уральской зоны складчатости, Предуральского краевого прогиба. Орогенез сопровождался быстрым накоплением пермских молассовых отложений. Это привело к увеличению мощности коры, особенно гранитоидного и осадочного слоев [66], и снижению ее флюидопроницаемости. В результате продолжительного подтока мантийных флюидов под складчатым сооружением формируется флюидно-магматический очаг. Мезозойская коллизионная активизация, наложенная на окраину платформы, вызывает разгрузку эндогенного материала как в виде алмазоносных струй, рассеянных по надвиговым поверхностям в центре складчатого сооружения, так и в виде термальных зон, образующихся на удалении от него.

С позиции предлагаемой модели логично объясняется и высокая алмазоносность Полудово–Колчимского поднятия. Наличие глубинного тиманского разлома, секущего складчатое сооружение, создавало более благоприятные условия для разгрузки флюидов, по сравнению с другими частями западного склона Урала.

### **Тектоническое строение Полудово–Колчимского поднятия и структурно-геологическая позиция алмазных месторождений**

Полудово-Колчимское поднятие административно расположено в Красновишерском районе Пермской области, а тектонически – на южном окончании Тиманской гряды близ стыка с Уральской структурой. По геофизическим данным складчатые сооружения Тимана и Урала залегают на жестком архейско-протерозойском фундаменте Восточно-Европейской платформы, вовлеченной сначала в Тиманский, а затем в Уральский рифтогенез и складчатость.

С юго-запада поднятие ограничено Главным надвигом Колво-Вишерского края [176] или Красновишерско-Ныробским надвигом [142], который западнее Красновишерска дугообразно разворачивается в северном и северо-восточном направлении и ограничивает с запада Верхне-Ухтымскую и Ксенофоновскую антиклинали. На этом отрезке разлом имеет характер взбросо-надвига и взброса [7].

Полудово-Колчимское поднятие состоит из двух сближенных структур: Колчимской антиклинали и Тулымпарминской брахантиклинали, которые разделены крутым взбросо-надвигом юго-восточного падения с амплитудой более 1,5 км. Антиклинали сильно эродированы, обладают асимметричной формой с крутым падением юго-западных крыльев и более пологим восточных, часто осложненных сбросами. Ядра сложены карбонатно-терригенными породами верхне-рифейско-вендского структурного этажа, а крылья – осадками верхнего силурийско-верхнепалеозойского. Западное крыло Колчимской антиклинали срезано главным надвигом, амплитуда которого, по данным А.Д. Ишкова (1967), достигает 8 км.

Блоковый характер Полудово-Колчимской структуры, обусловленный наличием долгоживущих ослабленных зон или швов северо-восточного простирания, к которым приурочены процессы приразломной тектоники и магматизма, был установлен еще А.С. Гринсоном в 1965 г. Он связывал их с позднедокембрийской и палеозойской активизацией. Разломная тектоника хорошо фиксируется, особенно в ядрах антиклиналей, геологическими методами по сбросам, зонам дробления

и низкотемпературной минерализации в толще рифей-вендского структурного этажа.

В верхнесилурийско-верхнепалеозойском обрамлении отражением долгоживущих разрывов являются зоны тектонической трещиноватости пород, проявленных на поверхности малоамплитудными блоковыми подвижками, развитием тел измененных пирокластитов и зон расцементации пород. Которые ранее принимались за коры выветривания, геохимические и минералогические аномалии. Зоны погребенного и современного карста.

Палеогеографические материалы позволили Н.Г. Чочиа [176] установить, что поднятие этих структур началось со среднего палеозоя (каледонский токтогенез), а в герцинскую складчатость она осложнилась разрывами надвигового характера. Надвинутость Полудово-Колчимского поднятия по Красновишерско-Ныробскому надвигу на палеозойские породы, включая раннепермские, позволяют предполагать послепалеозойский возраст последних тектонических событий. Пирокластиты секущие раннепермские стратифицированные образования, встреченные западнее Главного надвига, В.Я. Алексеевым и мной в Акчимском логу (р. Вишера), также свидетельствуют о молодом возрасте магматизма.

Для восстановления плана тектонических деформаций, на фоне которых происходило становление алмазоносных магматитов, были проведены структурно-геологические наблюдения на северо-восточном и юго-западном крыльях Полудово-Колчимского поднятия, как в нижнем (докембрийском), так и верхнем (палеозойском) структурных ярусах.

#### **р. Чурочная** (ниже впадения Рассольной)

Милонитизированные тела туфов приурочены к толще тиллитовидных конгломератов усть-чурочной свиты венда. В этой же толще отмечаются плавающие доломитовые «риффы» ромбической формы (дуплексы) размером от 1 до 20 м, S-образные деформации и сфероидальная отдельность. Они отражают хрупко-пластичные течения в нескольких разноориентированных плоскостях и вращательные движения (В- и R-тектониты). Милонитизированные туфы приурочены к двум надвиговым плоскостям: аз. пад.  $60^\circ \angle 30^\circ$  – ранние зеленые (хлоритовые) и аз. пад.  $60^\circ \angle 30^\circ$  – поздние черные (мельниковит-гидрослюдистые). Аналогичные элементы залегания характерны для сторон доломитовых дуплексов, часть которых также окаймлена милонитизированными туфами. Ориентировка надвиговых плоскостей свидетельствует о движении с северо-востока (по аз.  $240^\circ$ ), а затем с севера (по аз.  $185^\circ$ ) (рис. 1,3).



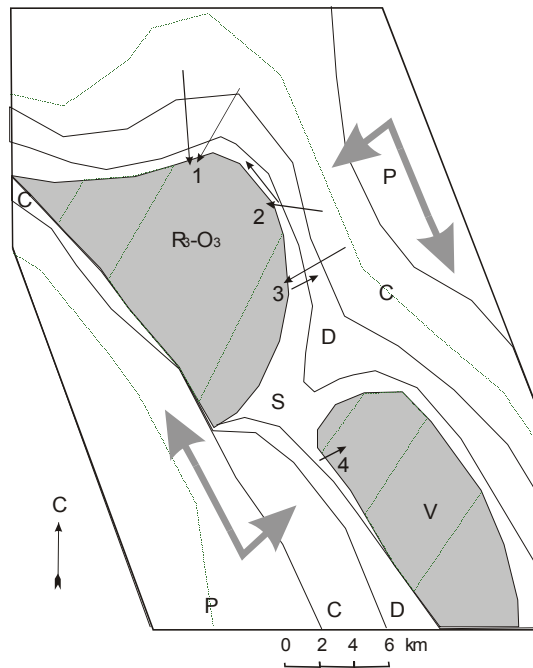


Рис. 1.3.

План основных тектонических деформаций Полудово-Колчимского поднятия и направления движения блоков на различных участках:  
 1-Чурочная;  
 2-Ефимовка;  
 3-Волынка;  
 4-Северный Колчим

**р. Ефимовка** (месторождение Рассольнинская депрессия, СОФ-1)

Основная надвиговая поверхность располагается в прикровельной части нижнего структурного яруса, а к западу постепенно выходит на межформационный контакт между докембрийскими и палеозойскими (силурийскими) образованиями. Основной надвиг (аз.пад.  $25-30^\circ \angle 10^\circ$ ) срезал верхние части валунных даек и субвертикальных согласных жил, сложенных ксенотуфами, и служил подводящим каналом для силловидной ксенотуфовой залежи в основании колчимской свиты. Сам он выполнен брекчией с туфовым цементом. Ориентировка борозд скольжения и кливажных поверхностей отражает движение аллохтона с востока на запад (по аз.  $260^\circ$ ), что свидетельствует о принад-

лежности тектонического нарушения к (левому) свдигу–надвигу. Приложенные нагрузки по-разному реализовывались в различных тектонических блоках. В аллохтоне проявлялись в основном согласные слоистости левые свдиги, по которым происходило внедрение и милонитизация туфового материала. В автохтоне же наоборот – ксенотуфовый материал выполнял открывающиеся трещины, оперяющие правые свдиги.

Поверхность «главного» надвига осложнена более поздними сбросами (аз.пад.340° ∠30°), свидетельствующими об оползании аллохтона в северо-западном направлении.

#### **Волянка (СОФ-2)**

Месторождение Волянка локализовано среди палеозойских пород на северо-восточном крыле Полюдово–Колчимского поднятия, имеющем в целом моноклиальное падение. Залегание образований верхнего структурного яруса осложнено наличием чередующихся складок с различным падением осевых плоскостей: северо-восточным (аз.пад.60° ∠60°) и более частым юго-западным (аз.пад.210-240° ∠30-60°). Было зафиксировано пространственное совмещение таких плоскостей. В пластичных породах пашийского и кыновского горизонтов среднего девона оно приводит к образованию коробчато-веерообразных складок, в ядрах которых резко увеличивается содержание различно ориентированных ксенолитов из нижележащих (бийских) известняков. Здесь же фиксируются туфовые (сульфидно-гидрослюдистые) согласные жилы и каймы пирокластического материала вокруг ксенолитов.

Простираение этих падающих в разные стороны складок близкое. Разница между ними не превышает 30°, что может говорить об их взаимосвязи. Вероятно, их северо-восточное падение являлось результатом надвигания в юго-западном направлении, а юго-восточное – встречного оползания по наклонной поверхности. Образование подобных пликативных деформаций отражает надвигание вверх по склону уже сформировавшейся сводовой структуры Полюдово–Колчимского поднятия.

#### **р. Северный Колчим (приустье р. Илья-Вож)**

В долине р. Северный Колчим обнажается юго-западное крыло поднятия. Наиболее мощные тела инъекционных пирокластитов залегают согласно с вмещающими породами девона и карбона. Проявлен-

ные несколько позже надвиговые поверхности, выполненные вулканическим материалом, залегают согласно (аз. пад.  $200-210^\circ \angle 20-45^\circ$ ) и сопровождаются двумя системами оперяющего принадвигового кливажа (аз. пад.  $140^\circ \angle 80^\circ$  и  $320^\circ \angle 60^\circ$ ). Одновременное образование трещин подобной ориентировки могло произойти при надвигании на северо-восток по аз.  $50^\circ$ .

Выполненные структурно-геологические наблюдения позволяют сделать следующие выводы:

- на всех месторождениях внедрение туфов сопровождается продолжительными тектоническими подвижками, имеющими надвиговый характер;
- надвиговые поверхности тяготеют к контактам разновозрастных пород различного состава, межформационным границам и пластическим толщам;
- на северо-востоке Полюдово–Колчимского поднятия фиксируется надвигание в западном, юго-западном и южном направлении, а на юго-западе – встречное, отраженное от поверхности главного надвига;
- нередко отмечаются и дислокации – сбросы и складки оползания, отражающие проявления надвиговых движений на склонах уже сформированного поднятия.

Таким образом, внедрение алмазонасного пирокластического материала происходило при коллизионной активизации уже существовавшего Полюдово–Колчимского поднятия. Тела, сложенные пирокластитами, не только контролируются надвиговыми поверхностями, но и являются синтетектоническими. Этим и отличается Уральская алмазонасная провинция от других алмазодобывающих регионов.

Наибольшее число промышленных объектов на Урале находится в пределах Полюдово-Колчимского поднятия (Центральный алмазонасный район). Представляется, что уникальность этого региона обусловлена специфическим планом деформации.

Анализ ориентировки основных дизъюнктивных нарушений и возможных причин их образования показывает, что столкновение Печорской и Русской плит (в нашем случае – Красновишерской и Колвинской морфоструктур) сопровождается формированием участков сжатия и растяжения. Сжатию наиболее подвержены краевые части кольцевых морфоструктур, растяжению – прицентральные части (рис. 1.4). Прокручивание Колвинского блока вызывает, с одной стороны, появление разломов кутимской ориентировки (около  $50^\circ$ ) в северной части Кваркушско-Каменогорского мегантиклинория, а с другой –

формирование «карточного веера» надвиговых антиклинальных пластин (Верхне-Ухтымской и Ксенофонтовской).

На Полюдово-Колчимском поднятии разломы северо-восточного простирания, параллельные долине р. Илья-Вож и г. Помянный Камень, выступают как трещины отрыва, нарушения северо-западного направления, согласные Красновишерско-Ныробскому над-

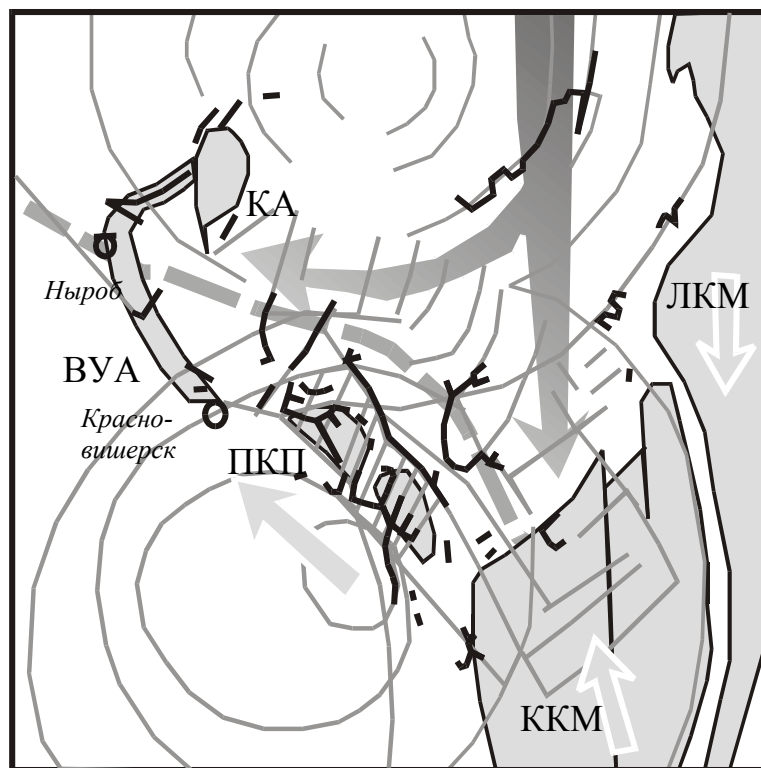


Рис. 1.4. План тектонических деформаций на стыке Тиманской и Уральской структур в момент становления алмазоносного магматизма: КKM – Кваркушско-Каменогорский мегантиклинорий; ЛKM–Ляпинско-Кутимский мегантиклинорий; ПКП – Полюдово-Колчимское поднятие; ВUA – Верхне-Ухтымская антиклиналь; КА – Ксенофонтовская антиклиналь. Жирными линиями выделены алмазоносные отрезки рек, серыми дизъюнктивные нарушения, стрелками – направление движения тектонических блоков

вигу и долине р. Бол. Щугор, как деформации скалывания. Об этом же свидетельствует геоморфологическое строение района [101]. Любопытно, что ориентировка месторождений по отношению к этим разломам предопределяет количество осколков алмазов (рис. 1.5). Так, северное крыло Колчимской антиклинали (Рассольнинско–Большешколчимская группа), контролирующееся в основном «открывающимися» разломами, характеризуется низким (около 15 %) выходом осколков. Месторождения же северо-восточного крыла (Волынско–Ефимовская), находящиеся преимущественно под влиянием сдвиговых нарушений, содержат их вдвое больше, хотя расстояние между этими группами незначительно. Не столь явное разделение по количеству осколков отмечено и в проявлениях Тулым–Парминской антиклинали.

Таким образом, специфика Уральской провинции предопределяется синколлизионным проявлением алмазоносного магматизма при активизации уже сформировавшихся складчатых структур. Более того, промышленная значимость месторождений, средний размер камней и процентный выход осколков определяются их тектонической позицией.

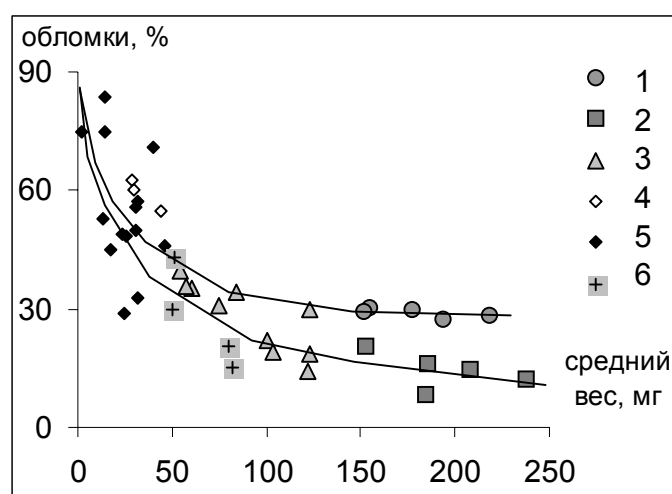


Рис. 1.5. Соотношение среднего веса кристаллов и количества обломков в уральских месторождениях и проявлениях Полдогово-Колчимского поднятия (1-3) Северного (4-5) и Горнозаводского районов (по материалам [102]): 1 – Волынско–Ефимовское; 2 – Рассольнинско–Большешколчимское; 3 – Светлинско-Ильвожское; 4 – Ухтымское; 5 – Льпынско-Акчимское; 6 – Пашийско–Промысловское

## Морфология и типизация тел, сформированных при становлении алмазоносных пирокластитов

Геологические тела на алмазных месторождениях Северного Урала имеют разнообразные морфологию, состав и масштабы (от нескольких миллиметров до полутора километров). Традиционно эти формы относили к экзогенным (карст, коры выветривания и др.). Однако некоторые их особенности (секущее по отношению к слоистости положение, приуроченность к плоскостям деформации, наличие реликтовых структур пирокластических пород, большое число аутигенных, гидротермальных и ксеногенных барафильных минералов) позволили дешифрировать их эндогенную природу [129, 130, 131, 167, 172].

В результате обследования месторождений и их флангов в пределах центрального алмазного района, а также за его пределами (бассейн р. Вишеры), было выявлено значительное разнообразие характерных разноранговых геологических тел. Наряду с образованиями, установленными А.Я. Рыбальченко и др. [129, 130], – субпластовыми столбо- и грибообразными телами, линзами, жилами, зонами штокверков, диатремами (?) – при содействии геологов Елизаветинской и Мойвинской партии ПГГСП «Геокарта» были обнаружены и другие, многие из которых характерны практически для всех месторождений алмазов Северного Урала.

Геологическое картирование главного алмазоносного района показало, что тела, содержащие пирокластику, образуют скопления в узлах пересечения разломов северо-восточного и северо-западного простирания (рис. 1.6). В целом они слагают макроштокверк (35x10 км), локализованный преимущественно в аллохтонной части Красновишерско-Нырбского надвига.

Изучение вещественного состава, структурно-петрологических особенностей, структурно-геологической позиции и взаимоотношений с вмещающими осадочными породами данных геологических тел позволяет говорить о том, что их формирование связано с внедрением эндогенного вещества в различном фазовом состоянии (табл. 1.1). Наиболее ранние порции были в основном газовые, промежуточные состояли из газовой-пепловой взвеси, а поздние представлены гидрослюдисто-водным (пастой) и собственно-гидротермальным растворами. Граница между первой и второй фазой довольно условна, и проводится нами по появлению видимой глинистой (туфовой) составляющей. В зависимости от физических, химических свойств и тектонического положения вмещающие породы – песчаники, алевролиты, аргил-

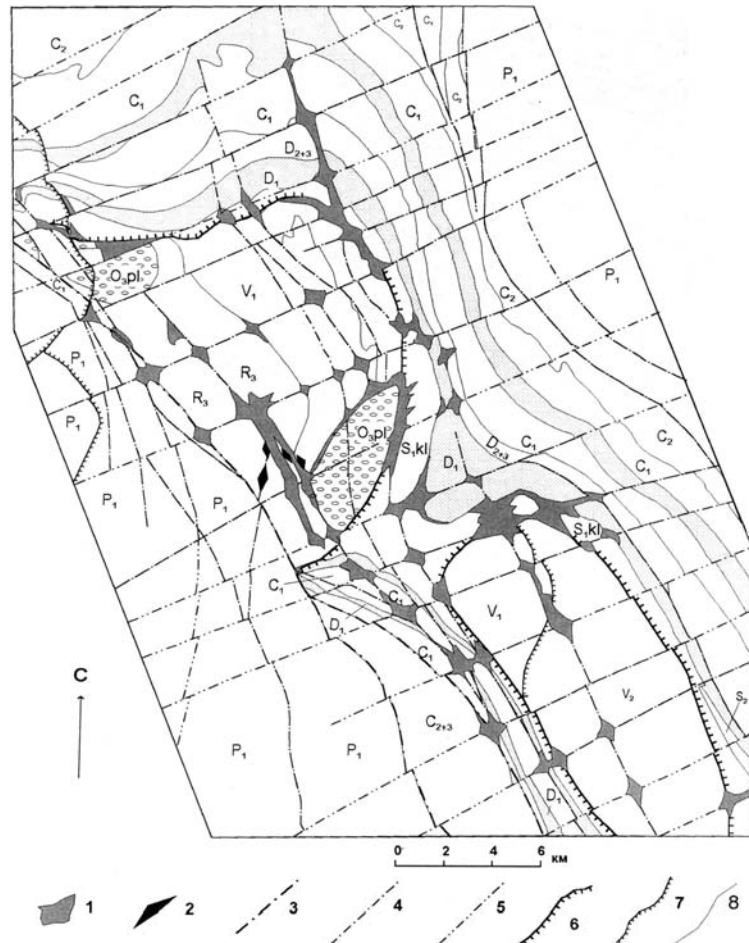


Рис. 1.6. Положение алмазонасных пирокластических образований в структуре Полудово-Колчимского поднятия (Схема составлена И.П. Тетериным, В.В. Мелкомуковым): 1- узлы скопления пирокластических тел, 2-дайки субшелочных диабазов и пикритов, 3-7 – разрывные нарушения, 8 – геологические границы. P<sub>1</sub>- пермская система: песчаники, конгломераты, алевролиты; C<sub>1-3</sub> – каменноугольная система: доломиты, известняки, аргиллиты, песчаники; D<sub>1-3</sub> – девонская система: песчаники кварцевые, аргиллиты, известняки, доломиты; S<sub>1-2</sub> – силурийская система: доломиты, известняки, песчаники, алевролиты, O<sub>3</sub>- ордовикская система: песчаники, конгломераты кварцевые, V<sub>1-2</sub> – венд: конгломераты, песчаники, аргиллиты, алевролиты, R<sub>3</sub>- рифей: песчаники полевошпат-кварцевые, аргиллиты, известняки, доломиты

Таблица 1.1

**Типизация геологических тел, встречаемых на алмазных месторождениях Северного Урала**

Геологические тела	Структурно-геологический контроль	Масштабы	Механизм формирования
<b>Сформировавшиеся при внедрении газовой фазы</b>			
Криволинейные каналы (в песчаниках)	Любые плоскости	1 см – н м	Миграция сверлящих газовых струй
Конусовидные каналы (в песчаниках)	?		
Галтовочные камеры (в песчаниках)			
Рубцовые поверхности (в песчаниках)	Плоскости надвигов		Раскрытие кливажных трещин
Послойные полости (в песчаниках)	Плоскости слоистости		Раскрытие трещин и отдельных камер
Х-образные полости (в песчаниках)	?		
Гранулированные стенки трещин (в песчаниках)	Любые плоскости (принадвиговые)	1-10 м	Вибрационная (?) грануляция и дезинтеграция вдоль трещин отдельности и слоистости
Зоны внутрислойной дезинтеграции (в песчаниках)	Отдельные слои		
<b>Сформировавшиеся при внедрении газово-пепловой взвеси</b>			
Линзы, пласты принадвиговых брекчий (в песчаниках)	Надвиговые зоны	1-5 м 1	Надвиговое и вибрационное дробление (плюс растворение карбонатного материала)
Будинизированные прослои псевдо-конгломератов (в песчаниках)	Принадвиговые зоны		
Пластовые тела брекчий (в карбонатах)			
Неправильные инъекционные тела	Ослабленные зоны	0,1-10 м	Подъем ксеногенного материала в кратковременной и продолжительной струе
Жилы песчаников, гравелитов	Трещины отдельности	1-10 см	
Валунные дайки		> 10 м	



Линейно-куполовидные и столбообразные	Отдельные разломы, ядра складок	> 10 м	Подъем ксеногенно-пепловогазовой взвеси и дезинтеграция кровли
<i>Силловидные</i>	Контакты разнородных толщ	До 1,5 км	Растекание взвеси
Зоны приповерхностной дезинтеграции			Эксплозивная дезинтеграция и последующая усадка
<b>Сформировавшиеся при внедрении грязево-гидротермального раствора (пасты)</b>			
Тела милонитов с ореолом раковинобразных линз (в песчаниках)	Надвиговые и принадвиговые зоны	20-50 см	Выжимание подвижного материала в принадвиговые трещины
Ортогональные и ветвящиеся жилы	Трещины отдельности, слоистости, ослабленные зоны	0,01-10 м	Выполнение
Эрозионно-древовидная поверхность (в песчаниках)			Эрозия движущимся агрессивным водно-грязевым потоком (и кристаллизация при пересыщении)
Эрозионно-почковидная поверхность в карбонатах (и сферолиты карбоната)	Зоны дробления		
Слои пятнистого замещения карбонатов	Зоны растяжения	1-10 м	Замещение реакционными туфами (и милонитизация)
Инъекционно-метасоматические тела милонитов	Зоны взбросов	1-2 м	
Грязево-вулканический аппарат-грифон	Ослабленные зоны	До 10м	Поверхностная разгрузка
Ликвационно-расщепленные тела	Крупные тела грязевых туфов	1-10 м	Ликвация
Брекчиевые дайки и силловидные полосчатые залежи сульфидной «грязи»	Зоны предыдущей эксплозивной дезинтеграции	1-10 м	Инъекция и растекание
Зональные желваки и агрегаты	Центр жил грязевых туфов	0,1-7 см	Рост в движущемся потоке
Скопления бурого железняка	Периферия зон предыдущей эксплозивной дезинтеграции	До 10-20 м	Диффузия железистых золь
<b>Сформировавшиеся при миграции гидротермальных растворов</b>			
Зоны замещения, прожилков и выщелачивания (в карбонатах)	Ореолы месторождений	До 10-20 м	Диффузия растворов, замещение и кристаллизация в полостях

литы, карбонатные и карбонатно-кремнистые – по-разному реагируют на поступление постороннего материала.

***Морфология тел, образовавшихся из газовой фазы и газопопловой взвеси***

Для тел, сформировавшихся из газопопвой-(попловой) фазы, характерны различные масштабы: от первых миллиметров и сантиметров до сотен метров. Их образование связано с тремя основными процессами:

- 1) раскрытием ослабленных плоскостей и возникновением различных полостей за счет расширения газов;
- 2) дезинтеграцией вмещающих пород за счет проникновения газов, характеризующихся очень малой вязкостью, в самые мелкие поры и микротрещины;
- 3) флюидизацией (т.е. переходом дезинтегрированного материала во взвешенное состояние в потоке сжатого газа) и транспортировкой этой взвеси, которая иногда сопровождается дифференциацией обломков.

***Образование различных полостей*** ярко проявилось в терригенных породах, характеризующихся большей пористостью по сравнению с карбонатными толщами. По механизму формирования могут быть выделены высверленные (*криволинейные и конусовидные каналы, галтовочные камеры*), “простреленные” (*рубцовые поверхности*) и взрывного раскрытия (*послойные, X-образные полости*) (рис. 1.7 – 1.12).

Эти процессы развиты как на плоскостях, параллельных напластованию и отдельности, так и в основной массе пород. Характерные для этого типа поверхности с регенерированными зернами кварца могут отражать присутствие парообразной воды и ее кислый характер. Реже полости выполнены тонкодисперсными сульфидами, свидетельствующими о наличии в составе газопопвой фазы сероводорода.

***Дезинтеграция вмещающих пород и их транспортировка*** практически неразделимы. Образованные в результате этих процессов тела отражают как преобладающее механическое воздействие на терригенные породы, так и менее масштабное химико-механическое преобразование карбонатов. По структурно-геологическому положению их можно разделить на: 1) проявленные в напряженных (надвиговых) и 2) относительно ненапряженных участках месторождений.

**В напряженных (надвиговых) обстановках** проникновение газопопвой взвеси испытывало значительные затруднения, что отразилось на размере и ориентировке образованных тел

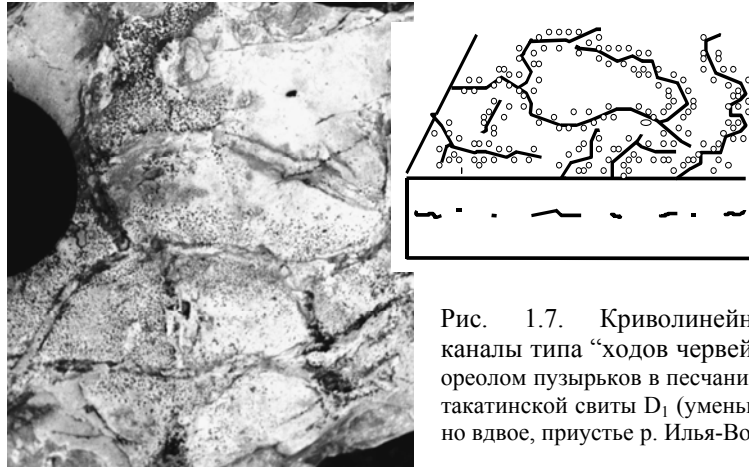


Рис. 1.7. Криволинейные каналы типа “ходов червей” с ореолом пузырьков в песчаниках такатинской свиты  $D_1$  (уменьшено вдвое, приустье р. Илья-Вож)

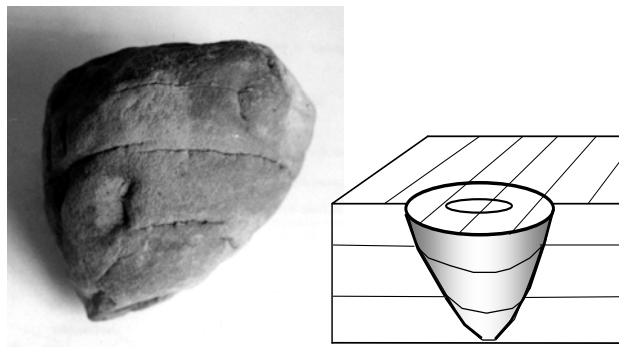


Рис. 1.8. «Высверленные» тела конусовидной формы (конусовидная отдельность) в песчаниках такатинской свиты  $D_1$  (Ефимовка). Уменьшено в 5 раз

(рис. 1.13 - 1.16). Самым мелкомасштабным проявлением процесса дезинтеграции может служить (вибрационная) грануляция мелкозернистых песчаников до крупнозернистых (и даже гравелитов) в стенках проницаемых трещин. Грануляции могут быть подвержены целые слои или участки в надвиговых зонах. За счет кварцито-песчаников образуются *будинизированные прослои псевдоконгломератов*, сложенные плотно «упакованными» эллипсоидными ксенолитами кварцитов, сцементированными менее плотным песчаником, иногда с незначительной туфовой составляющей.

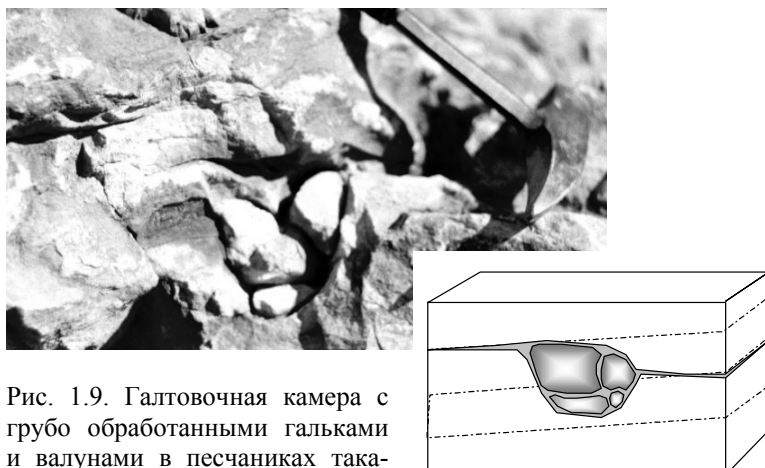


Рис. 1.9. Галтовочная камера с грубо обработанными гальками и валунами в песчаниках такатинской свиты D<sub>1</sub> (Волынка)

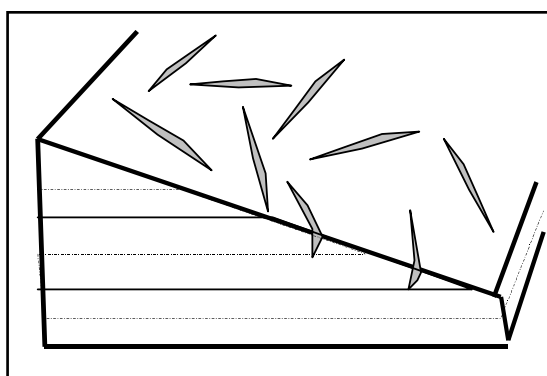


Рис. 1.10. Рубцовые поверхности на зеркале надвига в песчаниках такатинской свиты D<sub>1</sub>, выполненные гидрослюдой и гидроксидами железа (длина рубцов до 10-15 см. Ефимовка)

За счет известняков и доломитов формируются *пластовые тела* своеобразных *брекчий* с реликтами исходных пород, связанных туфво-карбонатным материалом. Увеличение количества криноидных сегментов и углеродистого вещества в цементе в 4-5 раз по сравнению с их содержанием в неизмененных известняках, свидетельствует об их накоплении в результате частичного выноса карбоната. Хотя возможно и взаимодействие оксида углерода, содержащегося в газовой пепловой взвеси:  $\text{CaCO}_3 + 2\text{CO} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + \text{C}$  или  $(2\text{CO} = \text{CO}_2 + \text{C})$ . Углеродизированный туфовый материал проникал даже в каналы колониальных кораллов. Этот факт отражает инъекционно-замещающий характер брекчирования.

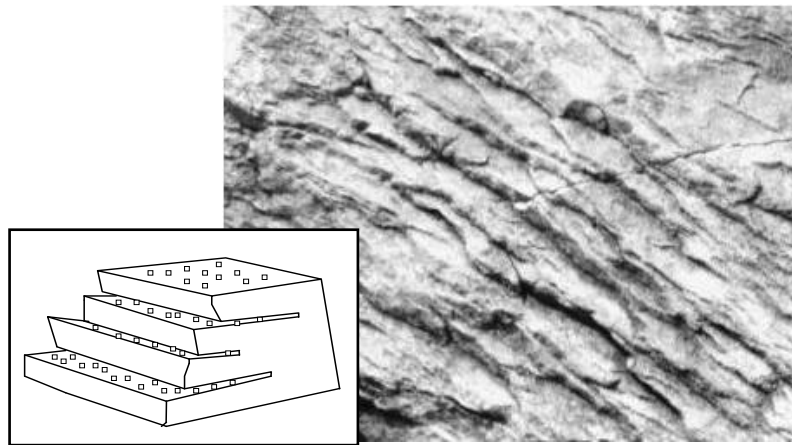


Рис. 1.11. Послойные полости (микроотдельность) с регенерированным кварцем в песчаниках такатинской свиты  $D_1$  (толщина «слоев» 1-3 мм, Волянка)

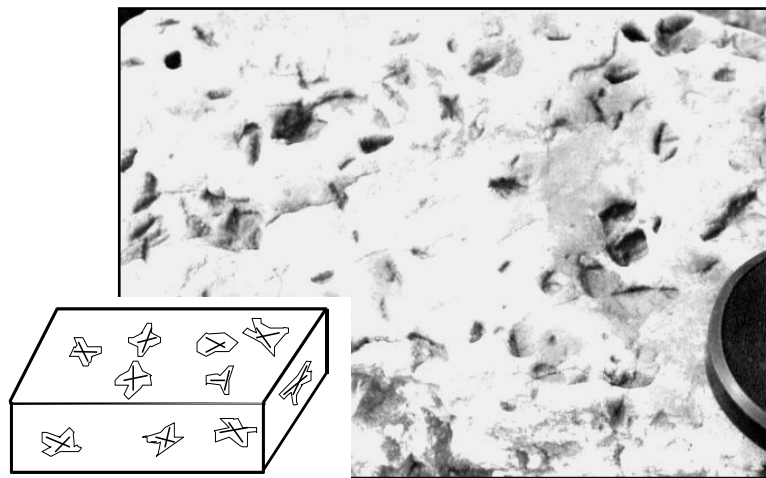


Рис. 1.12. X-образные полости с регенерированным кварцем в песчаниках такатинской свиты (Волянка)

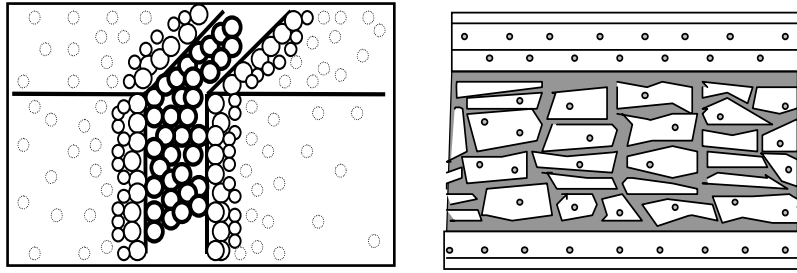


Рис. 1.13. Гранулированные поверхности трещин в кварцитопесчаниках (Илья-Вож) и зоны внутрислойной дезинтеграции – обломки песчаников  $D_1$  в песчаном материале (мощность 3-5 м, Ефимовка)

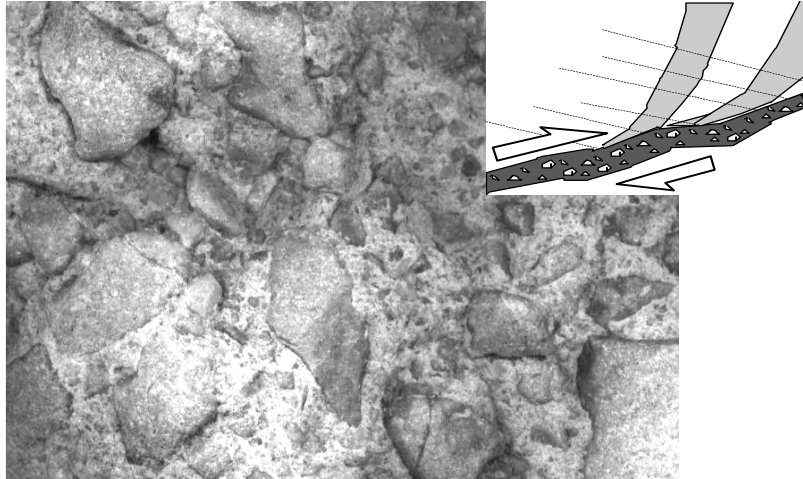


Рис. 1.14. Пластовые тела принадвиговых брекчий с ксенолитами кварцитов кочешорской свиты V и ксенотуфовым цементом (Ефимовка). Мощность тел 1-5 м

Наряду с внутрислойными обломочными породами отмечаются обычные *линзы и пласты принадвиговых брекчий* с ксенотуфовым цементом.

В относительно ненапряженных обстановках образуются тела мощностью от десяти сантиметров до пятисот метров, обычно на некотором удалении от надвиговых зон.

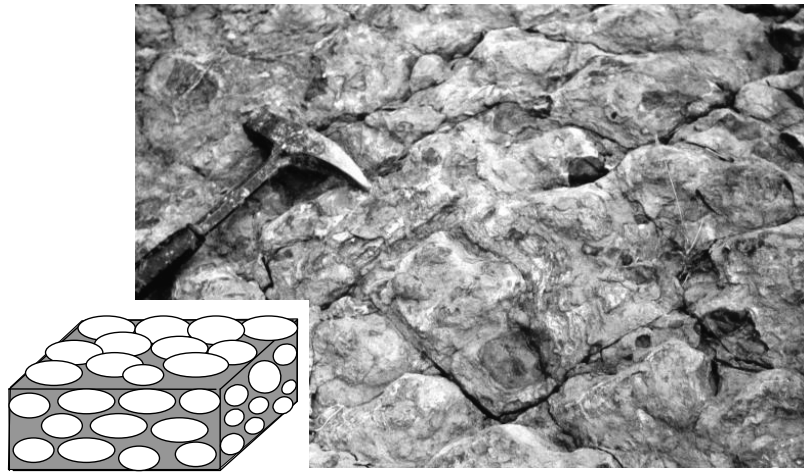


Рис. 1.15. Гранулированные слои кварцитопесчаников такатинской свиты  $D_1$  - «аутигенные конгломераты» - с ксенотуфовым цементом (Илья-Вож)

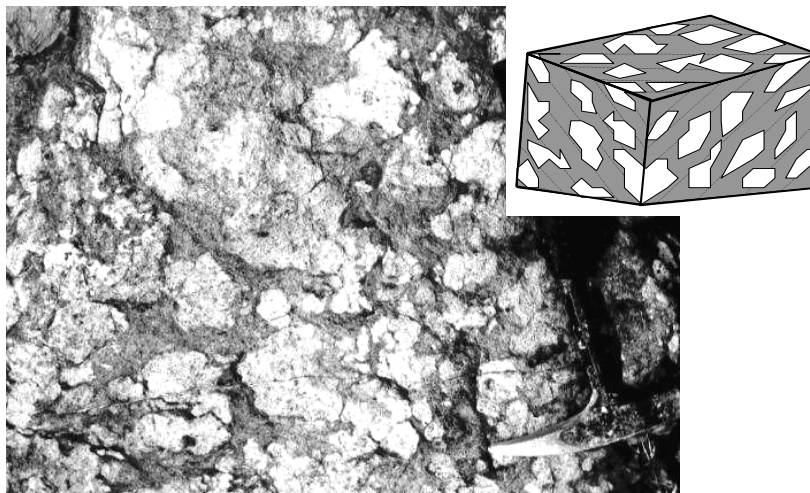


Рис. 1.16. Согласно придвиговые слои брекчированных известняков, сцементированные карбонатно-туфовым материалом (уменьшено вдвое, Илья-Вож). Мощность до 5 м

В зонах внутрислойной дезинтеграции проявилась лишь расчлененность скальных вмещающих пород. В отличие от надвиговых участков реликтовые обломки сохраняют здесь угловатую форму и погружены в песчаную массу.

Значительно чаще тела сложены материалом, претерпевшем транспортировку в флюидизированном состоянии, что сказывается на внутреннем строении и взаимоотношении с вмещающей рамой. Границы с вмещающими породами обычно нерезкие, плавные. Такие образования хорошо видны в том случае, когда они отличаются от вмещающих пород по составу и гранулометрии. Подобные инъекции могут иметь самые различные формы. Неправильные очертания характерны для тел, морфология которых предопределяется плоскостями слоистости, отдельности или кливажа (рис. 1.17). Параллельные контакты и линейная форма свойственны *жилам* и *валунным дайкам* (рис. 1.18). Неправильные тела и жилы имеют простое строение, что может отражать их формирование в результате отдельных взрывных прорывов газовых струй. Валунным дайкам присуще симметричное распределение обломков (крупные в центре, мелкие по краям), что свидетельствует о продолжительных газопопловых продувках с проявившейся латеральной дифференциацией и окатыванием (галтовкой) фрагментов вмещающих пород. Для них также характерно сочетание «арочной» и центриклинальной отдельности, возникающей при усадке снизу вверх, а не сверху вниз, как в кимберлитовых трубках, вышедших к земной поверхности.

*Силловидные тела* с полосчатым строением, установленные вдоль крупных формационных границ, могут свидетельствовать о почти ламинарном горизонтальном растекании флюидов с ксеногенной взвесью. Полосы различаются по содержанию туфового (глинистого) материала и соответственно имеют различную вязкость. Нередко пластичные слои загнуты, а в более богатых ксеногенным (песчаным) материалом проявляется неярко выраженная гранулометрическая сортировка. В пределах этих тел отмечены зоны, обогащенные субвертикальными полыми каналами протяженностью 20-50 см, диаметром 3 - 5 мм (рис. 1.19). Они говорят о дегазации флюидизированного материала после прекращения его движения.

*Линейно-куполовидные тела* (рис. 1.20) с параллельным контактам распределением обломков осадочных пород и полосчатостью отражают относительно спокойный подъем газопоплого материала вдоль ослабленных зон с растворением и дезинтеграцией кровли и растеканием фронтальной части.



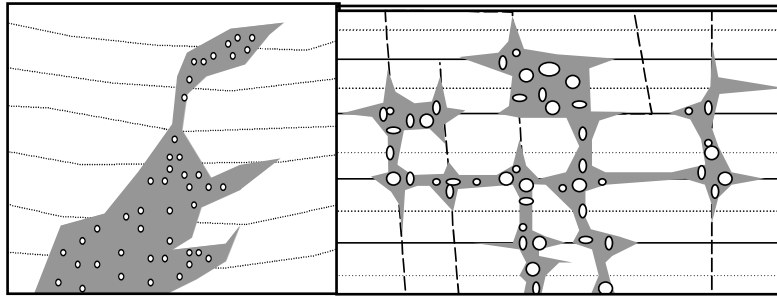


Рис. 1.17. Неправильные инъекционные тела песчаника и гравелита (с примесью туфового материала или без), морфология которых определяется кливажными трещинами и пластовой отдельностью (мощность до 0,5 м, Илья-Вож, Ефимовка)

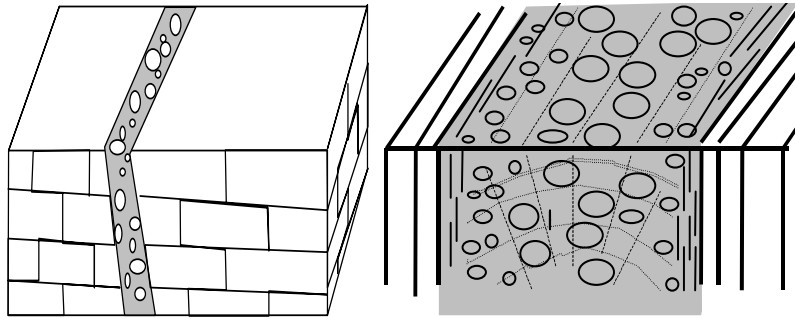


Рис. 1.18. Жилы гравийных песчаников и валунные дайки в скальных породах (Дресвянка, Ефимовка). Обломки представлены как вмещающими, так и нижележащими породами, в крупных телах проявлена отдельность (продольная, центриклинальная и арочная)

Наиболее крупными телами на алмазных месторождениях являются зоны *приповерхностной дезинтеграции* (рис. 1.21). Наличие в них субгоризонтальной полосчатости, обусловленной чередованием слоев дезинтегрированного песка, щебня с более глинизированными прослоями (мощностью 1-10 см), может свидетельствовать об усадке вспененного в процессе флюидизации материала и отжимания подвижной (водно-)туфовой составляющей в плоскости отслаивания. Подобное строение говорит о том, что газово-пеплово-ксеногенная взвесь не изливалась на поверхность, а уплотнялась сразу в линейно-воронкообразных зонах.

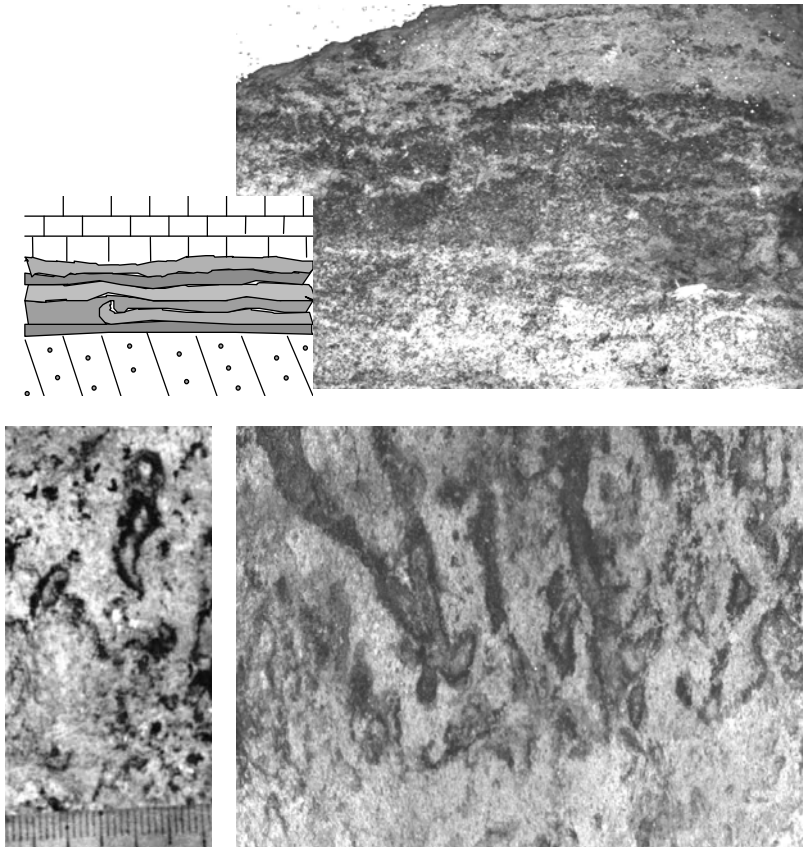


Рис. 1.19. Силловидные полосчатые тела с чередованием туфов и ксенотуфов и поздние каналы дегазации в них (Ефимовка)

\* \* \*

Тела, образованные при внедрении газового и газового-пеплового материала, отражают различный характер дегазации эндогенного источника (от кратковременных струй до продолжительных продувок). Породы, слагающие их (особенно терригенные), часто окрашены в черный цвет тонкодисперсными сульфидами и содержат новообразованный кварц. В известняках и доломитах наряду с сульфидизацией отмечены углеродизация и частичный вынос карбонатного

Рис. 1.20. Линейно - куполовидные (и столбообразные) тела ксенотуфов, насыщенные валунами вмещающих и нижележащих пород (Илья-Вож)

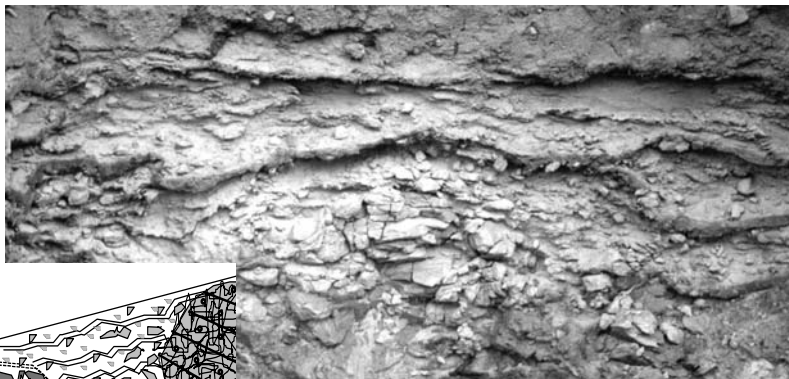
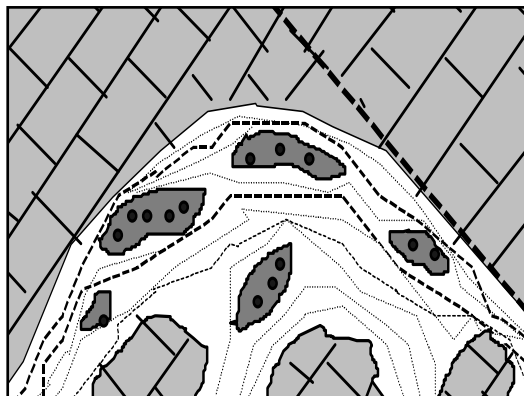


Рис. 1.21. Зоны приповерхностной дезинтеграции с штокверковым ореолом. На фотографии фрагмент зоны дезинтеграции песчаников такатинской свиты с усадочной псевдослоистостью (Ефимовка, Илья-Вож, стенка шурфа)

материала. Эти процессы могут свидетельствовать о том, что газовая фаза в основном была представлена пароводной водой, углекислым и (или) угарным газом и сероводородом. Наличие синтетектонических брекчий подтверждает внедрение эндогенного алмазоносного материала на фоне надвиговых движений. Наблюдаемое многообразие форм проявления тел и их структурные элементы отражают продолжительную сопряженность туфового материала с флюидной фазой и рассредоточенную разгрузку в литологически пестрой толще, претерпевающей надвиговое сводообразование.

### **Морфология тел, образовавшихся из водно-туфового и собственно гидротермального растворов**

В позднюю стадию, в отличие от предыдущих, формируются относительно маломощные тела. Их физическое воздействие на вмещающие породы незначительно, что объясняется меньшей энергией становления. Основным материалом, выполняющим тела этой стадии, является сильно измененный (гидролизированный до гидрослюды) пирокластический материал – грязевый туф. И хотя дезинтегрирующая и транспортирующая способность грязево-гидротермальных растворов была незначительна, воздействие этих флюидов привело к существенному изменению состава вмещающих пород, особенно химически активных.

Вещественное выполнение тел и взаимоотношения между минеральными фазами позволяют утверждать, что на алмазных месторождениях ПКП состав растворов эволюционировал во времени следующим образом:

- гидрослюдисто-гидротермальный (*гидрослюдистые грязевые туфы*);
- гидрослюдисто-железисто-гидротермальный (*гидрослюдисто-железистые грязевые туфы*);
- собственно гидротермальный.

**Тела, сформированные при внедрении гидрослюдистых грязевых туфов**, можно разделить по составу вмещающей рамы на две группы (в терригенных и карбонатных породах).

*Терригенные породы* довольно инертно реагируют на внедрение грязевых туфов. Их изменение сводится лишь к появлению эрозионно-древовидной поверхности на плоскостях отдельности и слоистости (рис. 1.22) и регенерации кварцевых зерен на сколах.

Морфология туфовых тел предопределяется механическими свойствами вмещающей рамы. В скальных породах это жилы выполнения по трещинам отдельности и напластования, а в рыхлых отложениях зон взрывной дезинтеграции – ветвящиеся жилы протыкания (рис. 1.23). И те, и другие характеризуются флюидальностью, а при мощности более 10-20 см - еще и зональным строением. В краевых частях они окрашены рассеянным мельниковитом в черный цвет, а в центральных частях появляются брекчиевые текстуры и ожелезнение, которые отражают возрастание вязкости позднего (пастообразного) водно-гидрослюдистого раствора и увеличение окислительного потенциала.

Как и газово-(пепловая) фаза, грязево-гидротермальные растворы внедряются на фоне надвиговых движений, вызывающих образова-

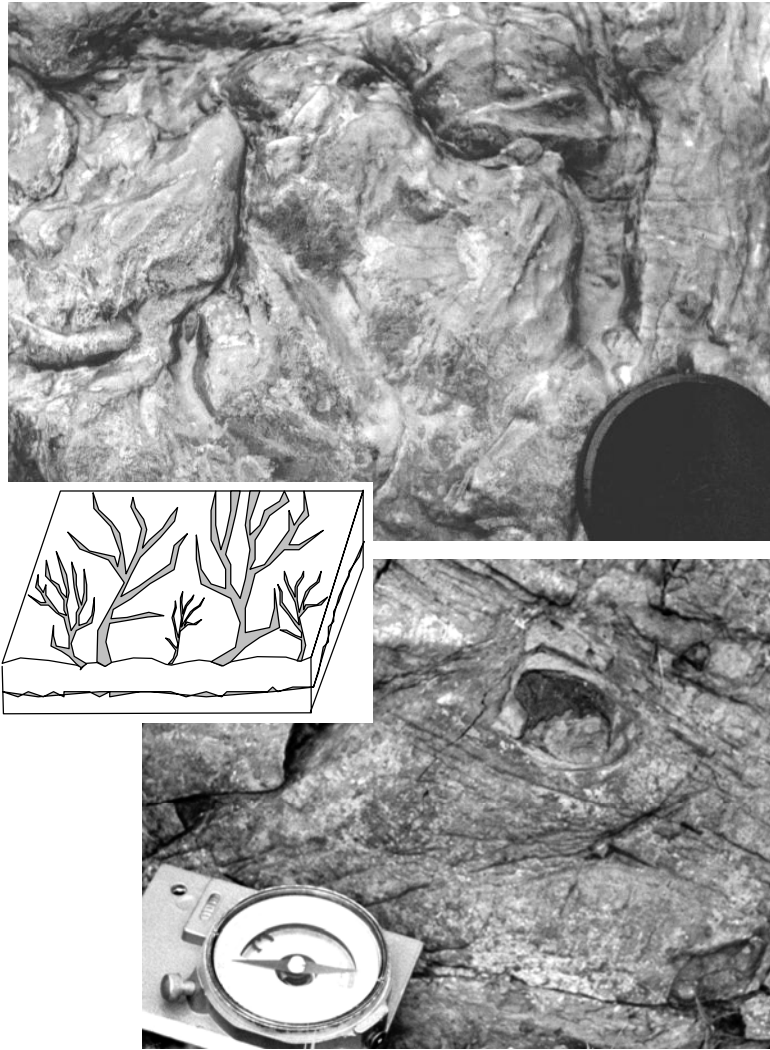


Рис. 1.22. Эрозионная (древовидная) поверхность песчаников такатинской свиты и псевдоконгломератов, обусловленная послойным внедрением «гязи» (Илья-Вож)

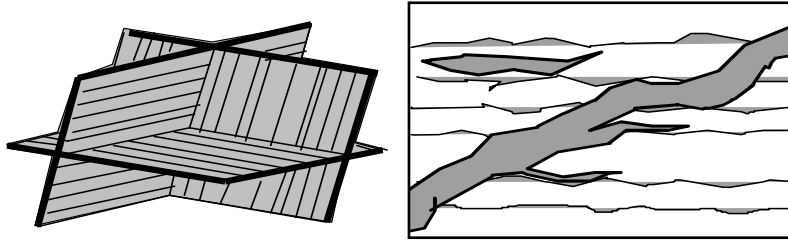


Рис. 1.23. Ортогональные и ветвящиеся жильные тела грязевых туфов среди литифицированных и дезинтегрированных пород. На фотографии фрагмент контакта жилы и кварцитопесчаников такатинской свиты

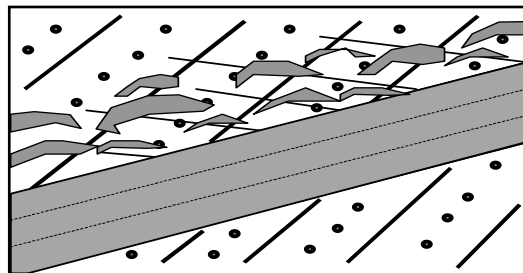


Рис. 1.24. Тело милонитизированных туфов с ореолом раковинообразных линз (Ефимовка, Илья-Вож, мощность 20-50 см)

ние характерных тел алевролитоподобных милонитов с ореолом раковиннообразных линз (рис. 1.24), практически на всех алмазных месторождениях.

*Карбонатные породы* более активно реагируют на внедрение туфового материала. В проницаемых зонах обломки карбонатов растворяются *in situ* в движущемся грязевом потоке с образованием шарообразных и почковидных поверхностей (рис. 1.25). Область транзита сопровождается ореолом кавернозного выщелачивания нередко с появлением сферолитов кальцита (рис. 1.26), насыщенного тонкими частицами гидрослюды.

Отмечаются также целые слои и инъекционно-метасоматические тела (рис. 1.27, 1.28), где карбонаты замещаются своеобразными реакционными карбонатно-гидрослюдистыми туфами. В ненапряженных обстановках они обычно насыщены реликтами первичных пород, а в надвиговых частях полностью замещены.

Характерной формой проявления этой стадии является фрагмент грязево-вулканического аппарата (грифона), обнаруженный П.М. Пачиным (рис. 1.29) на ручье Светлом (приток Северного Колчима). Его строение отражает приповерхностную разгрузку флюида в грязевой ванне по трубам концентрически-зонального строения – «магмоводам».

*Тела, сформированные из водно-гидрослюдисто-железистой фазы*, входят в состав гидрослюдистых тел или находятся на некотором удалении от них. Железистая составляющая вначале была представлена сульфидным гелем, а затем в приповерхностных условиях преобразовалась в гидроксидный золь. Великолепный пример расщепления (ликвации) водно-гидрослюдистой и водно-сульфидной фаз с пятнистым рисунком, зафиксированный А.И. Козловым на Колчимском карьере (рис. 1.30), вероятно, фиксирует начало разделения этих флюидов. Отмеченные нами на многих проявлениях «микроэмульсионные» структуры (рис. 1.31) могут отражать проявление ликвационных процессов между грязевым туфом и гидроксидно-железистой составляющей даже в окислительных условиях.

Гидрослюдисто-сульфидные грязевые растворы выполняют *брекчиевые дайки и силловидные залежи* в лежачем боку зон эксплозивной дезинтеграции (рис. 1.32). Отсутствие какой-либо сортировки ксеногенного материала свидетельствует о незначительной транспортирующей способности железистых грязей.

Гидрослюдисто-гидроксидножелезистые грязевые растворы обычно мигрируют в краевые части крупных эксплозивных структур, где слагают бурожелезняковые тела с высоким содержанием глинозе-

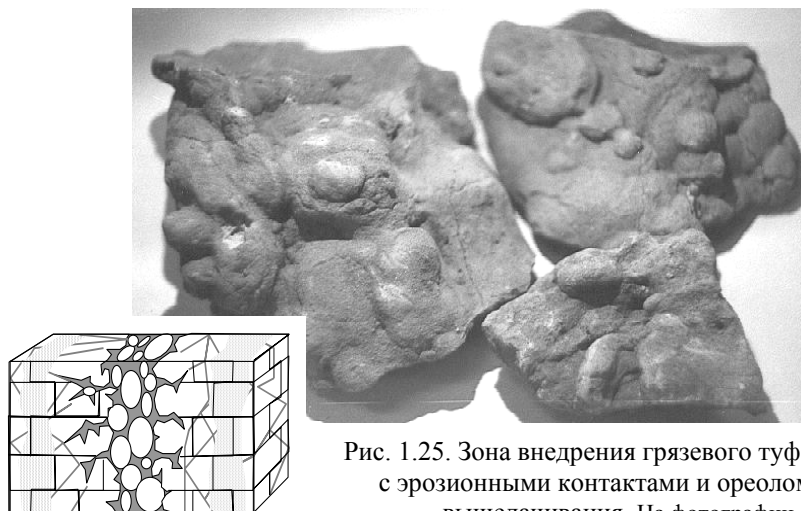


Рис. 1.25. Зона внедрения грязевого туфа с эрозионными контактами и ореолом выщелачивания. На фотографии – эрозионная поверхность ксенолитов каменноугольного известняка (Ябуровское, уменьшено в 3 раза)

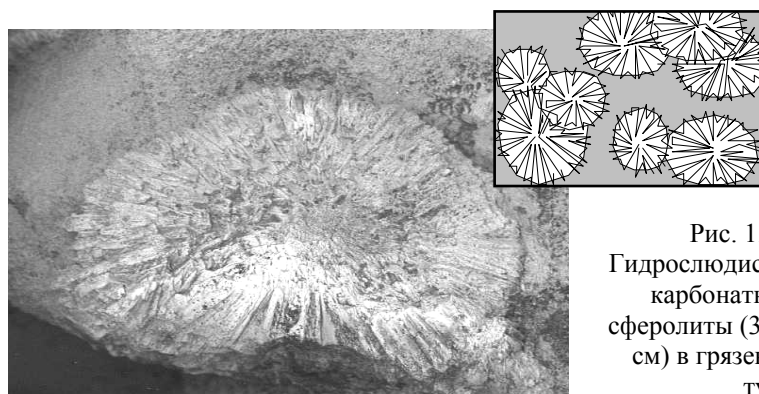


Рис. 1.26. Гидрослюдисто-карбонатные сферолиты (3-30 см) в грязевом туфе (Ябуровское, Койва)

ма, обусловленным глинистой составляющей. Часто проявления железистых флюидов фиксируются в центре маломощных жил гидрослюдисто-грязевых туфов в виде неправильных *бурожелезняковых агрегатов* и *зональных желваков* гематит-гидрогетитового состава («рыбий глаз»). Обтекаемая форма и наличие в центральных частях конкреций ксенолитов осадочных пород (рис. 1.33) свидетельствуют об их



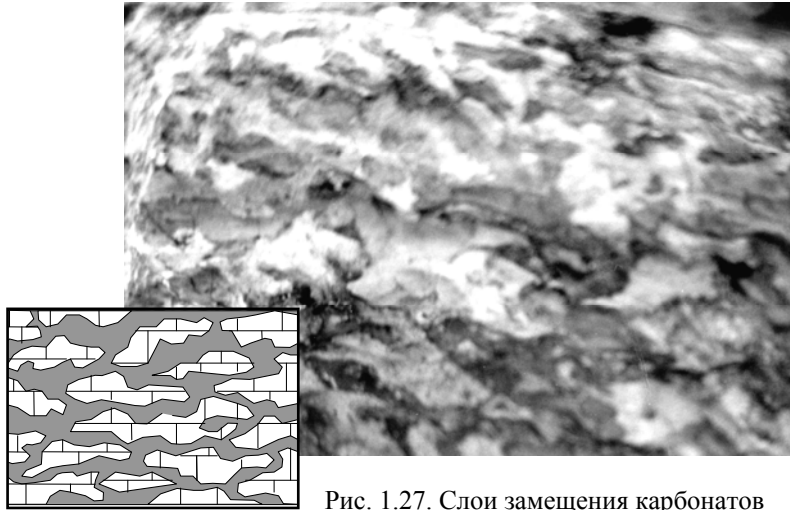
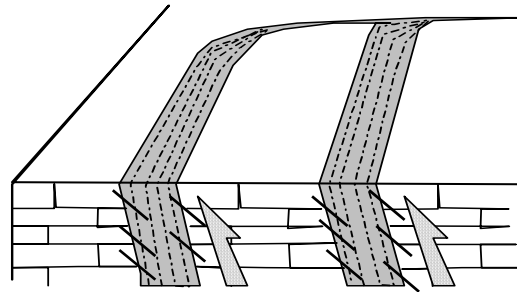


Рис. 1.27. Слои замещения карбонатов реакционными туфами (уменьшено в 5 раз, Золотанка)

Рис. 1.28.  
Инъекционно-метасоматические тела милонитизированных карбонатно-гидролюдистых реакционных туфов среди силурийских доломитов (Золотанка, мощность 1-1,5м)



росте при движении гидролюдистой грязи из поздних порций, обогащенных коллоидами гидроксидов железа.

### **Геологические тела, сформированные из собственно гидротермальных растворов**

Пространственно приурочены к телам грифонной стадии, они не содержат измененного пирокластического материала. Наиболее характерным проявлением гидротермальной деятельности являются *зоны замещения (дедоломитизации), прожилков и выщелачивания* карбонатсодержащих пород с новообразованным крустификационным

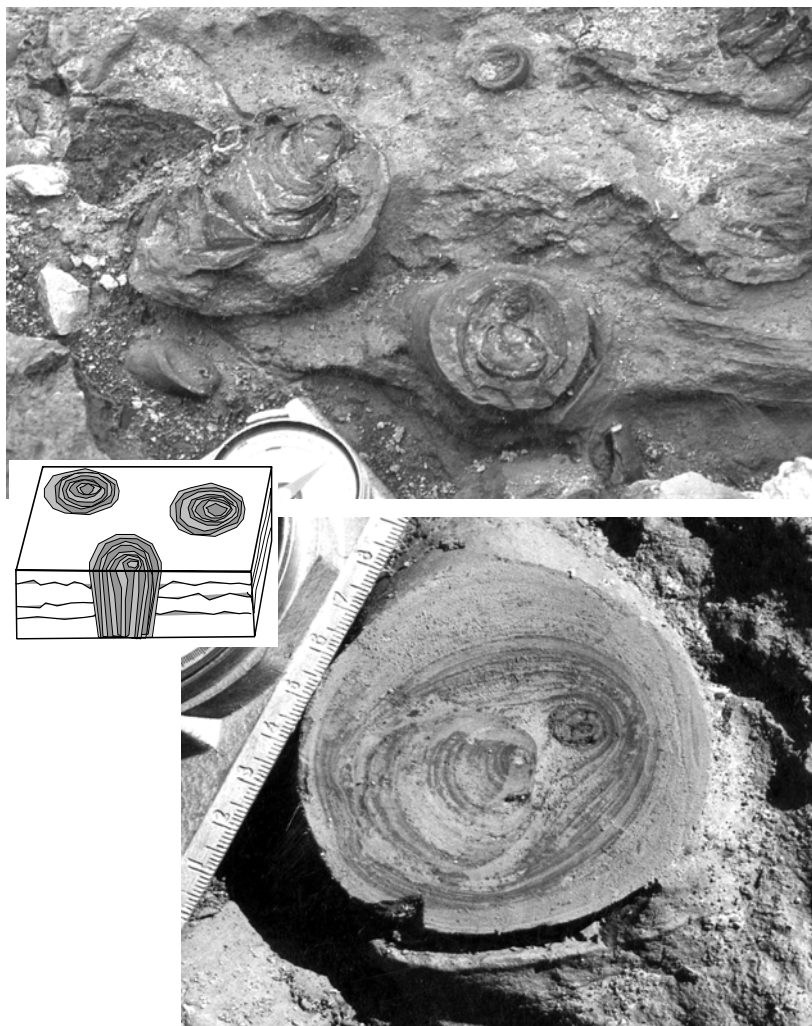


Рис. 1.29. Фрагмент грифонного аппарата и зональное строение грязевого «магмовода» (руч. Светлый, Северный Колчим). Фотографии П.М. Пачина

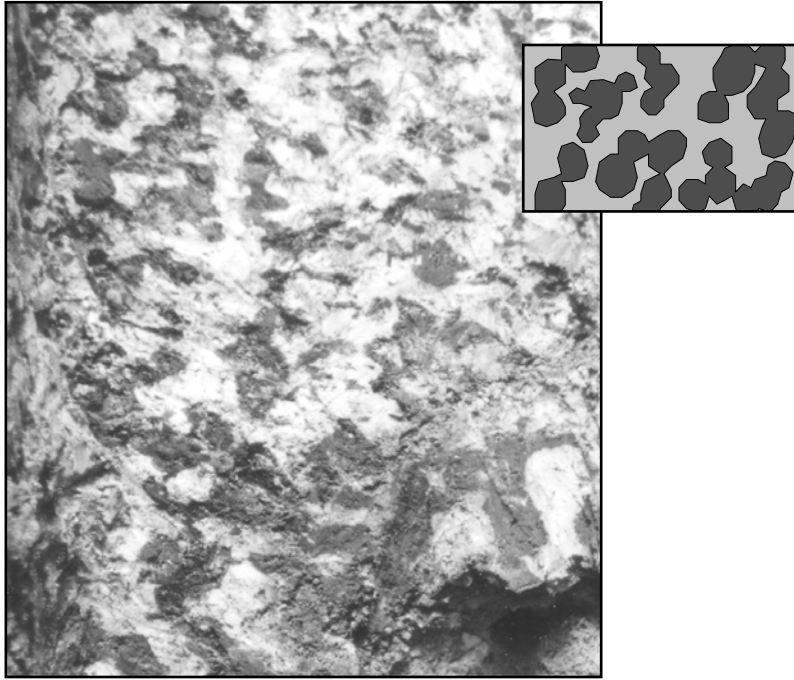


Рис. 1.30. Ликвационные обособления сульфидного геля (темное) в гидрослюдисто-глинистом туфе (Б. Колчим, стенка шурфа). Фотография А.И. Козлова

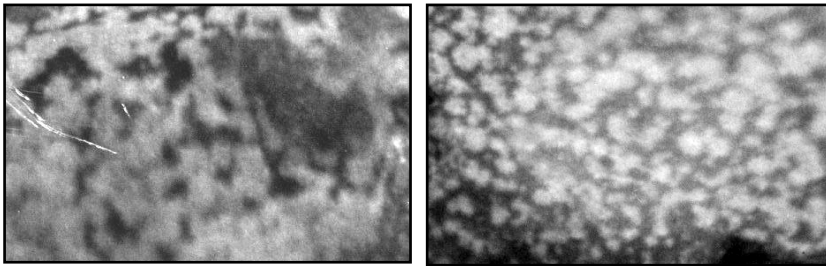


Рис. 1.31. Микроликвационные обособления водно-гидрослюдистого туфа и гидроксидно-железистого золя (увеличение 5, Илья-Вож, Дресвянка)

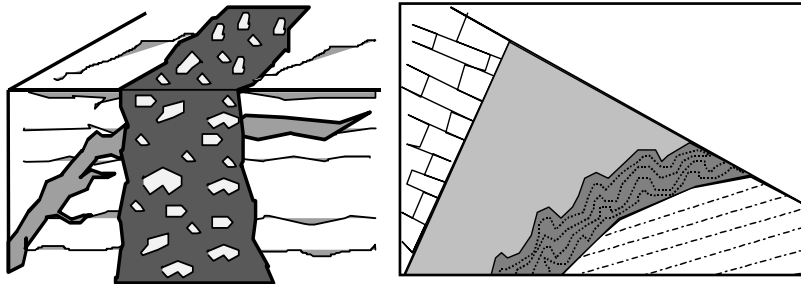


Рис. 1.32. Дайки и силловидные залежи грязево-сульфидных туфов, локализованные в пределах зон эксплозивной дезинтеграции (Ефимовка, Дресвянка). Мощность около 1 м

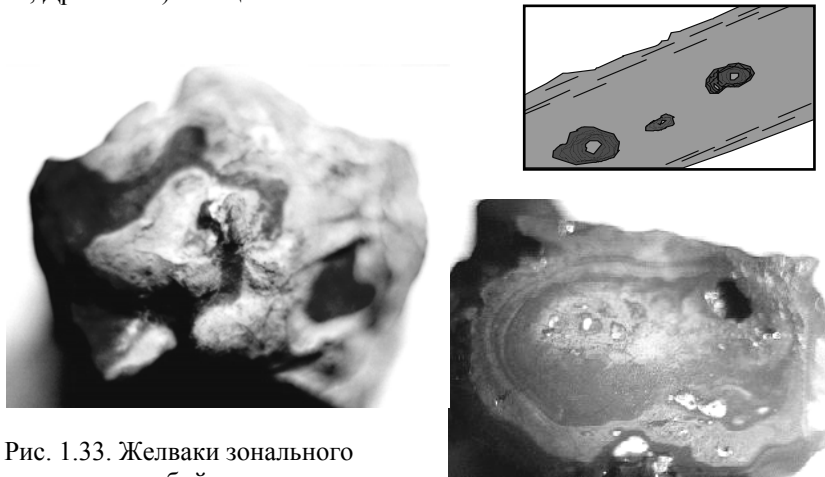


Рис. 1.33. Желваки зонального лимонита «рыбий глаз» в жилах грязевых туфов (размер до 5 см, Ефимовка, Илья-Вож)

кальцитом и доломитом (рис. 1.34 – 1.36), секрциями зонального халцедона. Эти изменения указывают на углекислый состав растворов и привнос во вмещающие породы железа, кальция и кремния (и вынос магния).

\* \* \*

Отсутствие признаков термального воздействия вокруг тел, сложенных аргилитоподобными эндогенными породами, их частая несвязанность свидетельствуют о внедрении не магматического, а грязево-гидротермального флюида. Зональность и флюидалность, подчеркнутая полосчатым распределением глинистых минералов,

Рис. 1.34.  
Дедоломитизация, развивающаяся по кливажным трещинам и слоистости (Ябуровское, натуральный размер)

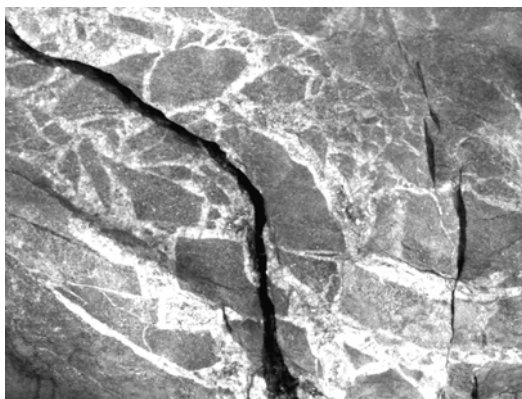
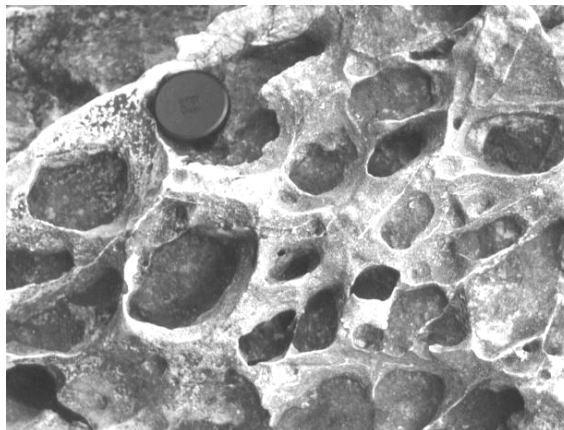


Рис. 1.35.  
Прожилковая карбонатизация (кальцитизация) вмещающих доломитов (Крестовоздвиженское, уменьшено втрое)

Рис. 1.36.  
Ячеистая текстура замещения известняка вторичным карбонатом (Сев. Колчим)



мельниковита, гетит - гидрогетитового материала, отражает полидисперсный состав растворов, которые эволюционируют во времени (водно - мельниковит - гидрослюдистый → водно - гидрослюдисто - лимонитовый золь (суспензид)). Характер изменения вмещающих пород фиксирует углекислый состав дисперсионной среды, которая после оседания (коагуляции) глинистых и железистых частиц превращается в истинный гидротермальный раствор.

Таким образом, на Полюдово-Колчимском поднятии наблюдается множество тел, свидетельствующих о последовательном внедрении газов, газово-пепловой взвеси, водно-грязевого и гидротермального растворов. Морфология многих из них отражает надвиговые обстановки формирования, которые, вероятно, и предопределили вязкостно-динамическую дифференциацию фаз единой алмазоносной флюидно-магматической колонны.

Алмазоносный материал формировался в основном в две стадии. В раннюю газонасыщенная пирокластика дробит и флюидизирует вмещающие породы, а достигнув поверхности, тотчас оседает в зонах приповерхностной дезинтеграции. В позднюю стадию, из тыловой менее «газированной» части магматической колонны, подверженной гидролизу, поступают грязево-гидротермальные растворы, которые разгружаются в грифонных аппаратах. Подобная стадийность процессов характерна для грязевого вулканизма, описанного на многих нефтяных месторождениях, что еще раз подчеркивает высокофлюидный характер вулканизма.

Приуроченность наиболее крупных тел к терригенным породам может свидетельствовать о том, что они являются наиболее благоприятным литологическим субстратом для локализации подвижного алмазоносного материала.

Присутствие на Северном Урале зон приповерхностной дезинтеграции и грифонов подтверждает малые масштабы эрозии и молодой возраст пирокластических образований.

Широкое распространение согласных и секущих тел, протяженных зон позволяет рассматривать их в региональном плане как фрагмент крупного линейного (мега-)штокверка, который совпадает с Уральской алмазоносной провинцией.

## ТИПИЗАЦИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПИРОКЛАСТИТОВ СЕВЕРНОГО УРАЛА И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОРОД

Породы эндогенного происхождения Полудово-Колчимского поднятия являются крайне любопытными образованиями. Их облик типично гипергенный. В естественных обнажениях они практически не встречаются. При дражном вскрытии слагающие их гидрослюды и хлориты легко гидратируются, что приводит к расцементации и высвобождению алмазов. При периодическом драгировании русла в промыываемые отложения вовлекаются новые кристаллы из коренных пород (возобновляемые россыпи).

Породы Северного Урала были объектом пристального внимания петрографов Т.М. Рыбальченко, Ф.А. Курбацкой, Л.И. Лукьяновой, Л.П. Лобковой, С.В. Савченко, Т.И. Захаровой с момента установления А.Я. Рыбальченко по структурно-геологическим признакам их инъекционной природы. Наряду с типично мантийными минералами в них установлены реликты собственно магматических идиоморфных кристаллов оливина, лейцита, флогопита (?), аккреционные лапилли и измененный пепловый материал, многочисленные обломки сиенитов, трахибазальтов, порфиритов, эссексит-диабазов и др.

Подобная двойственность пород обусловила самое различное толкование их природы. Наряду с мнением об осадочном генезисе этих образований, которого придерживаются сторонники «старой геологической школы», в последнее время начали формироваться представления, обосновывающие их эндогенное происхождение. Практически все пермские геологи, картирующие алмазоносный район, и исследователи вещественного состава этих пород разделяют их на две крупные группы: ранние (флюидизатно-) взрывные и поздние инъекционные. Однако, если природу первых (ксенотуффизитов) все связывают с вскипанием головной части магматической колонны и довольно бурным (взрывным) становлением среди осадочных комплексов, то происхождение вторых объясняют две различные точки зрения. Первая точка зрения была впервые высказана А.Я. и Т.М. Рыбальченко [129], которые считают их продуктами кристаллизации внедрившейся лавы, подверженной впоследствии постмагматическим преобразованиям: аргиллизации, доломитизации и др. Этого представления придерживаются также Ф.А. Курбацкая, Л.И. Лукьянова [77, 86].

Согласно второй, альтернативной точке зрения [167], эти породы являются продуктом литификации водно-туфовых грязевых растворов. К разряду эндогенных были отнесены также отложения, сформировавшиеся в результате взрывной дезинтеграции осадочных

пород, и наиболее поздние дифференциаты – гидроксидно-железистые и гидротермально измененные образования. Несмотря на то, что большинство из них не содержит пирокластического материала, они все являются производными единой потенциально алмазоносной флюидно-магматической колонны.

Первой причиной, определяющей облик алмазоносных пород, является положение в разрезе. Установлено [170], что в более глубоко эродированных разрезах среди докембрийских комплексов одним из главных породообразующих минералов пирокластитов является хлорит, характерен также сидерит. Для менее глубинных тел, расположенных среди палеозойских толщ, наиболее типичны калийсодержащие гидрослюда (иллит) в ассоциации с сульфидами, которые сменяются глинисто-лимонитовыми образованиями с халцедоном, опалом, аллофаном, гидроксидами марганца. В приповерхностных условиях фиксируются также дезинтегрированные песчаники и доломиты, которые сформировались благодаря внедрению одних газов, без привноса какой-либо минеральной фазы. Сходство приведенного ряда с профилем выветривания отражает одинаковый механизм их формирования, а именно, гидролиз алюмосиликатного субстрата. Однако, если для химического выветривания характерны относительно стабильные условия, то гидролизное разложение пирокластике происходило в процессе ее медленного подъема. Эндогенный материал внедрялся не в виде магмы или «душа расплавных капель» как игнимбритовый поток, а в форме смоченных и соответственно измененных пепловых частиц. Об этом свидетельствует следующее:

- наличие тонких нитевидных прожилков («микроинъекций лавы»), отражающих крайне низкую вязкость (наряду с отсутствием закаленных контактов), доказывающее высокую подвижность и смачиваемость водно-туфового материала;

- наблюдаемые в шлифах метакристаллы кальцита, воткнувшиеся в «мягкие» пепловые частицы, их дробление, растаскивание и цементация пирокластикой характеризуют рост минералов в подвижной гетерогенной взвеси, насыщенной пирокластикой, которая была гидролизована и соответственно пластична (это же подтверждает перекристаллизация экзоконтактового карбоната, растущего в направлении флюидосодержащей водонасыщенной пирокластике);

- брекчиевые текстуры в центральных частях тел, отражающие движение уже начинавшего литифицироваться водно-туфового раствора «грязи»;



- наличие двух генераций гидрослюд: ранней комковатой, замещающей пепловые частицы, и поздней чешуйчатой интерстициальной, сформировавшейся после прекращения движения пирокластики;

- флюидальность, обусловленная субпараллельной ориентировкой участков, окрашенных оксидами и гидроксидами железа, глинистых минералов, метакристаллов барита, желваков лимонита, свидетельствующая о течении пирокластики на стадии, отвечающей гидротермальной и гипергенной.

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что породы алмазных месторождений на Северном Урале сформировались не при кристаллизации магмы и последующем изменении, а непосредственно в процессе подъема. Вероятно, надвиговые обстановки, препятствующие свободной дегазации магматической колонны, обусловили продолжительное взаимодействие с флюидной фазой и превращение ее в полидисперсную взвесь газов, воды, пепловых частиц и ксеногенного материала.

Таким образом, причиной, определяющей минеральный состав цемента, является степень гидролиза эндогенного материала (хлоритовые → гидрослюдистые → железисто-гидроксидные).

Основными факторами, предопределяющими соотношение породобразующих фаз эндогенных пород, выступают флюидонасыщенность внедряющегося материала и состав вмещающей рамы. Макроскопическое изучение эндогенных образований показывает, что они сложены довольно ограниченным набором фаз. Наряду с удалившимися газами и водой присутствует туфовый материал, представленный слоистыми силикатами, кварцевый песок (реже щебень), вторичные карбонаты и минералы железа (сульфиды и гидроксиды). Между ними намечаются постепенные переходы, отражающие процессы контаминации и дифференциации (рис. 1.37). Два тренда – насыщение песчаной и карбонатной составляющими – хорошо фиксируются на диаграмме  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$  (рис. 1.38).

Таким образом, причиной разнообразия валового состава тел является флюидонасыщенность пирокластики, определяющая эксплозивный или инъекционный характер становления и степень контаминации ксеногенным материалом. Бурное взрывное внедрение ранних газовых и газовой-пепловых порций приводит к образованию дезинтегрированных отложений (песок с щебнем) и насыщенных ими ксенотуфов (хлоритовых, гидрослюдистых, сульфидно-гидрослюдистых). В результате более спокойной инъекции водонасыщенной пирокластики формируются грязевые туфы (гидрослюдистые, железисто-гидрослюдистые), практически не содержащие ксенолитов. Взаимо-

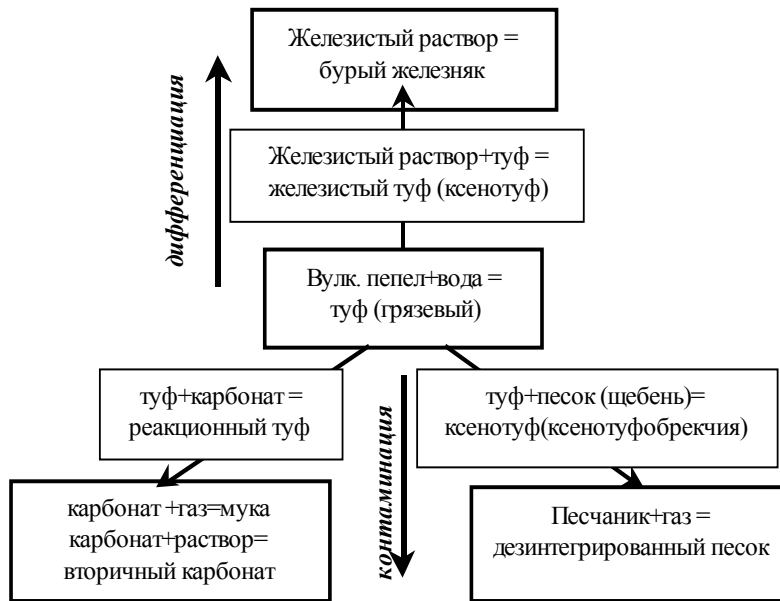


Рис. 1.37. Схема взаимоотношения фаз в эндогенных породах Северного Урала

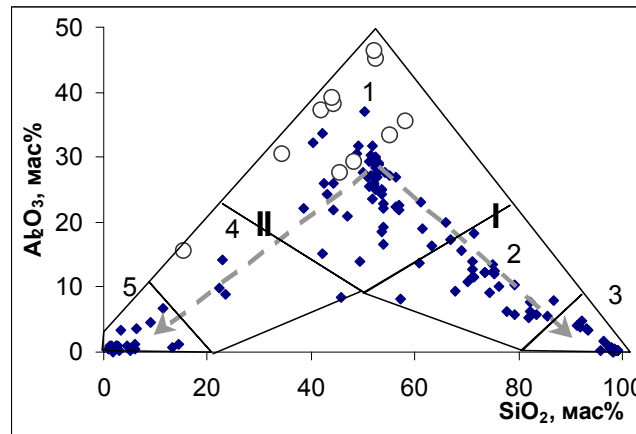


Рис. 1.38. Тренды контаминации пироклаستيку песчаным (I) и карбонатным (II) материалом: 1- грязевые туфы; 2- ксенотуфы; 3- дезинтегрированные песчаники; 4 – реакционные туфы; 5 – дезинтегрированные и вторичные карбонатные породы; кружочками показаны составы «филлитов» Бразилии

действие с химически активными известняками и доломитами ведет к появлению реакционных туфов и вторичных карбонатов.

Краткая петрографическая характеристика эндогенных пород (табл. 1.2), встречаемых на алмазных месторождениях Северного Урала, приводится ниже.

**Дезинтегрированный песчаник, кварцит (реже доломит)** фиксируется в зонах приповерхностной и внутрислойной дезинтеграции. В нем содержатся реликты угловатых обломков пород. В некоторых случаях отмечается косая или субгоризонтальная прожилково - ветвящаяся слоистость, подчеркнутая наличием ожелезного глинистого вещества, отражающая усадку или незначительную транспортировку взвешенного материала (рис. 1.39).

**Пепловый ксенотуф (хлоритовый или гидрослюдистый)** сложен псаммитовым, преимущественно кварцевым, материалом с примесью гидролизованного пеплово-туфового. Массивные, брекчиевые, флюидальные, слоистые текстуры отражают как спокойное, так и взрывное выполнение тел флюидизированной песчано-туфовой взвесью. Вулканический материал представлен как пепловыми частицами, так и мелкими лапиллями (рис. 1.40).

**Грязево-пепловый туф (гидрослюдистый, железисто-гидрослюдистый)** сложен полностью гидролизованным вулканическим материалом (гидрослюдой, смектитом  $\pm$  сульфиды или гидроксиды железа). Для него характерны флюидальные и брекчиевые текстуры, пелитовые, алевроитовые, редко реликтовые туфовые структуры (рис.1.41). Гидрослюдистые разности, содержащие рассеянную вкрапленность мельниковита, образуют жильные тела с симметричным распределением окраски и гидротермально-гипергенных минералов, отражающих продолжительное течение водоемкого жидкопластичного материала (пасты, грязи). По химическому, минералогическому признакам, морфологии тел грязево-пепловый туф сопоставим с алмазосными филлитами Бразилии, для которых также характерны зональные конкреции лимонита, именуемые «рыбий глаз».

**Реакционный туф, туфобрекчия (гидрослюдисто-карбонатные)** образуют согласные и секущие тела, нередко содержащие реликты незамещенных пород. Состоят из идиоморфных метакристаллов карбоната, сцементированных гидрослюдистым материалом. Структура мелкозернистая, текстура массивная, флюидальная, пятнистая, брекчиевая. Развиваются по карбонатным породам и отражают внедрение гидрослюдисто-гидрокарбонатного гидротермального

Таблица 1.2

**Типизация пород – производных флюидно-магматической колонны**

Порода	Текстура и структура	Состав		Характерные тела
		основной массы	обломков	
Дезинтегрированные кварциты, песчаники, доломиты	Щебень и дресва в песчаной массе	Песок	Кварциты, песчаники	Зоны приповерхностной и внутрислойной дезинтеграции
		Доломитовая мука	Доломиты	
Пепловые ксенотуфы и ксенотуфобрекчии (хлоритовые, гидрослюдистые, сульфидно-гидрослюдистые)	Массивная, флюидальная, брекчиевая с контактовым, поровым, реже базальным цементом	Хлорит	Ксеногенный песчаный материал, реже дресва, щебень, глыбы, гравий, галька, редко лапилли	Силлы, дайки
		Гидрослюда		
Грязево-пепловые туфы и туфобрекчии, ксенотуфы (гидрослюдистые и гидрослюдисто-железистые)	Флюидальная, брекчиевая, массивная, пелитовая, землистая	Гидрослюда	Лимонитовые конкреции, редко лапилли и обломки чужих пород	Жилы
		Сульфиды или лимонит, гидрослюда	Дресва, щебень осадочных пород	Дайки, различные залежи
Реакционные туфы, туфобрекчии (гидрослюдисто-карбонатные)	Массивная, брекчиевидная, флюидальная, мелкозернистая	Гидрослюда и новообразованный карбонат	Реликтовые участки незамещенных карбонатов	Согласные и секущие зоны замещения
Вторичные карбонатные породы (метасоматиты)	Массивная, брекчиевидная, мелкозернистая	Декарбонизированные породы		



Рис. 1.39. Дезинтегрированные песчаники такатинской свиты, расцементированные газовым потоком (темные прослойки обогащены измененным пепловым материалом): а – *in situ* до песчано-щебнистого материала с усадочной псевдослоистостью (Илья-Вож, фрагмент стенки шурфа, фото автора); б – песок с косою слоистостью, перенесенный взрывной базисной волной (Бол. Колчим, фото И.П. Тетерина)

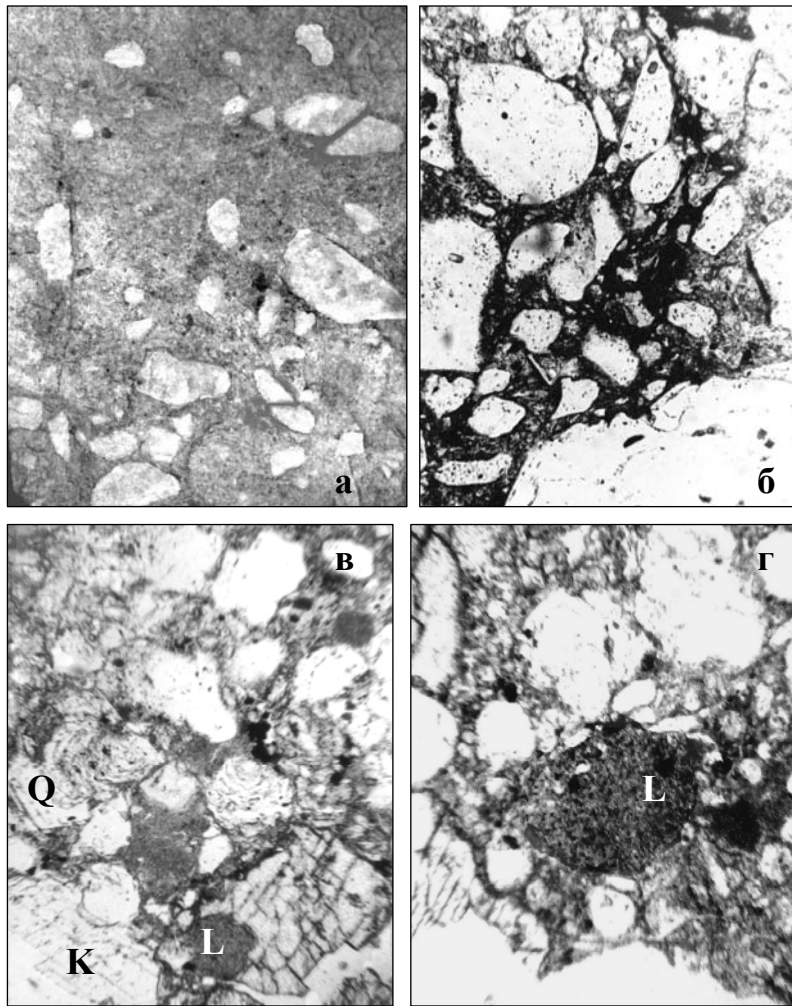


Рис. 1.40. Общий вид и детали внутреннего строения ксенотуфов (песчаных туфов): а -натуральный размер; б- фрагмент с базальным пепловым цементом; в, г -лаппилиевые частицы (L) в интерстициях между регенерированными зёрнами кварца (Q) и новообразованного деформированного кальцита (K). Фото Ф.А. Курбацкой и автора

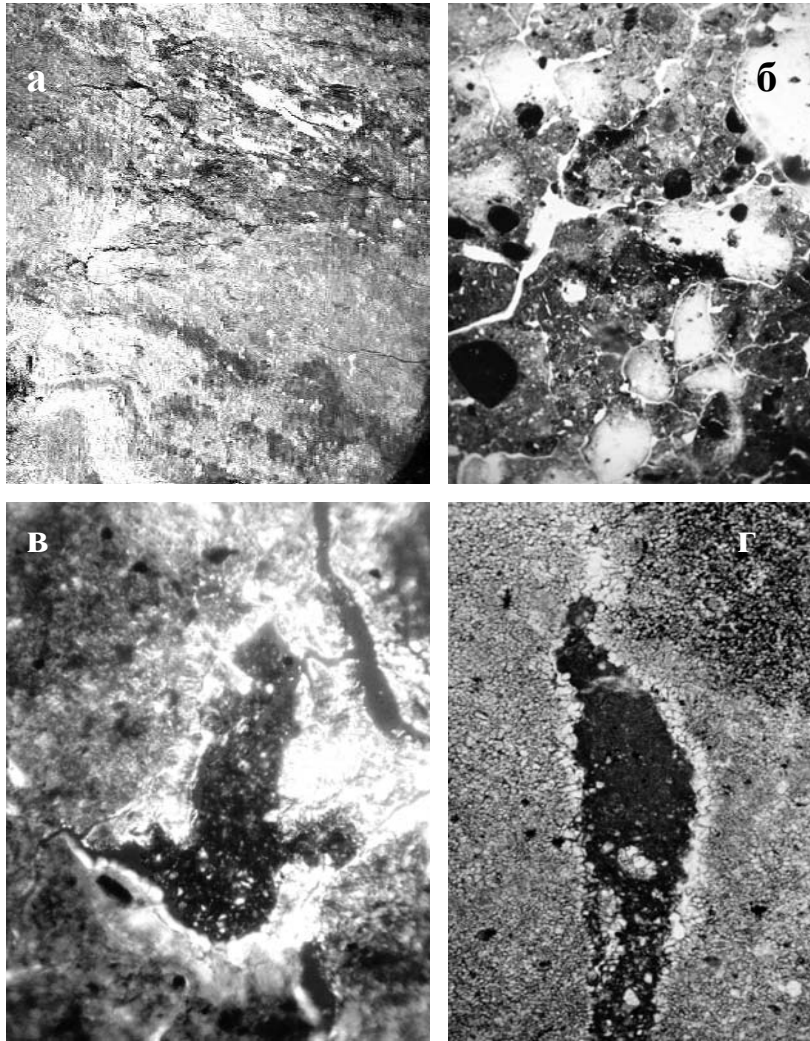


Рис. 1.41. Грязевые туфы рек Илья-Вож и Чурочной: а-флюидальная текстура (общий вид, уменьшено вдвое); б-реликтовая туфовая структура (ув. х 20); в-новообразованные иллитовые (?) светлые каймы по краям пепловых сложенных гидрослюдисто-смешанослойным минералом (ув. х 60); г-перекристаллизация

раствора, вызывающего сначала растворение рамы, а затем цементацию новообразованным кальцитом, доломитом или сидеритом (рис. 1.42).

**Вторичная карбонатная порода (метасоматит)** встречается в виде ореолов или зон вокруг реакционных туфов и развивается по карбонатным породам. Характерна мелкозернистая структура, массивная, полосчатая, брекчиевая текстура. В случае, когда вмещающие породы представлены доломитом, под электронным микроскопом выявляется и микробрекчиевая структура, где доломитовые реликтовые ядра зерен окаймлены новообразованной кальцитовой каймой (рис. 1.43а). Реже отмечается развитие метасоматической колонки (рис. 1.43б): неизменная доломитовая порода → новообразованный доломит с интерстициальной гидрослюдой → новообразованная порода, состоящая из пластически деформированного кальцита. Подобные взаимоотношения свидетельствуют о том, что в ореоле пирокластических тел проявляется дедоломитизация доломитов. Известняки же только перекристаллизовываются и осветляются за счет выноса органического вещества. Данные химические процессы отражают низкую магнезиальность растворов, сопровождающих пирокластический материал.

\* \* \*

Таким образом, встреченные на алмазных месторождениях Северного Урала породы сформировались в результате продолжительного взаимодействия флюидной фазы с пепловыми частицами и последующей дифференциации по динамической вязкости: газы (дезинтегрированные породы)—газово-пепловая взвесь (ксенотуфы) —водно-пепловый флюид (грязевый и реакционный туф) — гидротермальный раствор (вторичные карбонаты).

Установленная в геологическом разрезе вертикальная смена породообразующих минералов отражает возрастающую к поверхности степень измененности (гидролиза) алмазоносного материала. Следовательно, встреченные на Урале образования по сравнению с известными фаціальными разностями лампроитовых и кимберлитовых пород представляют собой более «измененно - зрелые» хлоритовые и гидрослюдистые ксенотуфы и туфобрекчии. Однако не исключено и присутствие на глубоких уровнях менее измененных разностей.



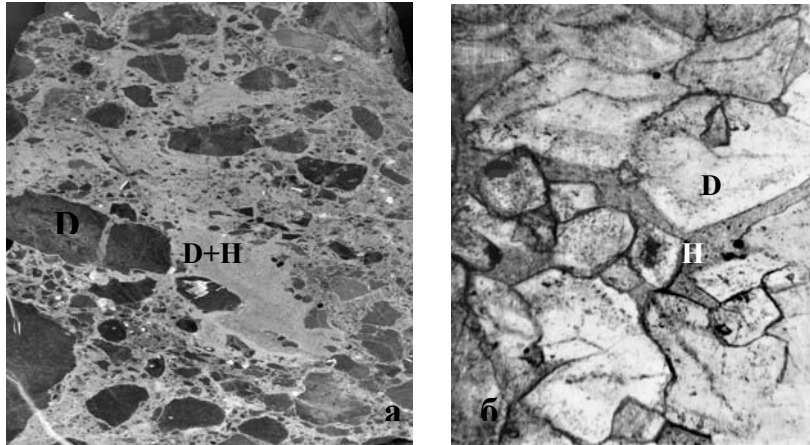


Рис. 1.42. Реакционные карбонатно-гидрослюдистые туфобрекчия и туф: а – общий вид брекчии (уменьш. в 3 раза, Ябуровское); б - фрагмент туфа сложенного доломитом (D) и гидрослюдой (H) (ув. x 20, Волынка, фото автора и Ф.А. Курбацкой)

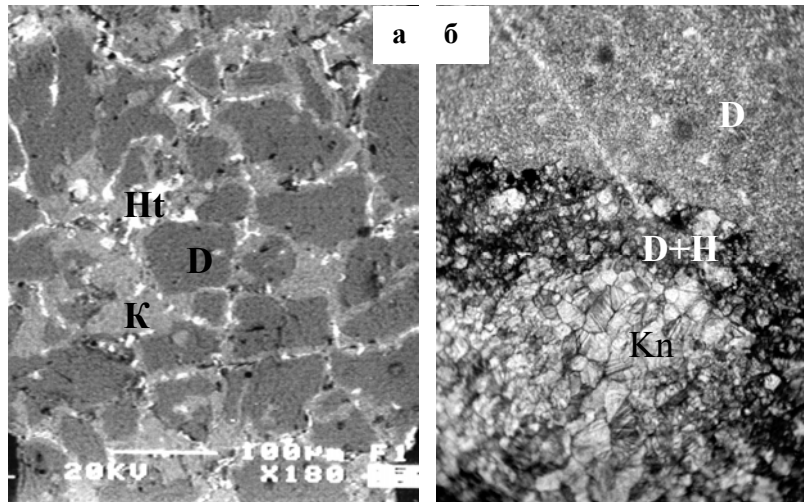


Рис. 1.43. Вторичные карбонатные породы: а - новообразованные каймы кальцита (К) на реликтовых ядрах доломита (D) и гетитовыми (Ht) интерстициями (Золотанка); б – новообразованный пластически деформированный кальцит(Kn), развивающийся по доломитовой породе (D), на метасоматическом фронте отдельные кристаллы новообразованного доломита и линзовидные обособления гидрослюды (Dn+H) (ув. x 20 раз, Ябуровское)

## ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ПОРОД СЕВЕРНОГО УРАЛА И ТИПИЗАЦИЯ ЭКСПЛОЗИВНЫХ СТРУКТУР

Практически все известные эндогенные месторождения ювелирных алмазов связаны с магматическими образованиями, формирование которых происходит на фоне эксплозивных процессов. Взаимосвязь флюидов и алмазоносного материала не только пространственная. Считается, что именно поток газов вызывает метасоматоз, плавление и обеспечивает транспортировку мантийного вещества к земной поверхности. На этом роль флюидов не заканчивается. Их концентрация является также причиной фациального облика пород в различных частях единой флюидно-магматической колонны.

Как известно, содержание воды в магме определяет глубину отделения водной фазы и кристаллизацию расплава. Чем больше давление ( $P_{H_2O}$ ), тем на большей глубине будет происходить его уравнивание с литостатической нагрузкой и застывание магмы. Способность расплавов изливаться на поверхности в виде лавы и кристаллизоваться на глубине обусловили разделение магматических пород на вулканическую и плутоническую ассоциации, которое еще в 1938 г. предложили Кеннеди и Андерсен.

П. Харрис и др. [150], анализируя химические факторы, определяющие механизм интрузии магмы, пришли к выводу, что образования, подобные кимберлитам, формируются при предельном содержании летучих. Столь богатый флюидами расплав должен отвердевать на пути к поверхности, превращаясь в газово-туфовый материал. И чем больше газовое давление, тем больше глубина, с которой происходит быстрое, подобное эксплозивному, истечение вещества, тем меньше его температура при достижении земной поверхности. Исходя из этих соображений, они предложили выделять третью группу пород – диатремовую ассоциацию, образующую только дайки и трубки и внедряющуюся в виде флюидизированных газовых систем. Образования, подобные кимберлитам, не дают лавовых потоков, поскольку в результате отделения газа они должны затвердевать прежде, чем достигнут земной поверхности. Типичной формой их проявления являются агломераты и субаэральные туфы, слагающие диатремы.

При обобщении литературных данных по разновидностям кимберлитов, их минералогическому и химическому составу наиболее четко выделяются три группы пород [8, 23, 89, 103]. Встречаемость этих разновидностей в пределах единых тел, зональное распределение и постепенные переходы позволяют рассматривать их как фациальные разновидности одной гетерогенной магматической системы (расплав-

флюид). Нижняя часть такой колонны, наиболее обедненная флюидами, может быть сложена собственно магматическими породами (щелочными пикритами–монтчеллитовыми альнеитами). По мере продвижения вверх по телу возрастает количество минералов, сформированных при участии водной и углекислой фаз (от кальцит-серпентиновых кимберлитов к кальцит-серпентин-хлорит-монтмориллонитовым) туфам).

В инъекционных пирокластических телах, встречаемых на алмазных месторождениях Северного Урала, мантийное вещество изменено значительно, чем в кимберлитовых туфах Якутии, что объясняется более продолжительным взаимодействием с собственной флюидной фазой в субазальной обстановке.

После (эксплозивного) вскипания силикатного расплава водный пар накапливается в верхней части магматической колонны, где взаимодействует с образовавшимися пепловыми частицами. Это подтверждается не только различным гидролизным преобразованием пирокластике, но и перераспределением щелочей. Так на нижних горизонтах, отвечающих “хлоритовой” фации, содержание  $K_2O$  составляет около 1 мас. %, тогда как в апикальной “гидрослюдистой” части флюидно-магматической колонны – 5-10 мас.%. Намечается также зональность в распределении железистых минералов (снизу–вверх: карбонаты → сульфиды → гидроксиды), отражающая дифференциацию и газовой фазы.

Сильная измененность алмазоносного материала, отсутствие излившихся магматических разностей и активное проявление гидротермальных растворов позволяют считать, что по обогащенности флюидами и выявленной вертикальной зональности образования Северного Урала даже превосходят кимберлиты, являющиеся наиболее газонасыщенными представителями диатремовой ассоциации. Следовательно, для них недостаточно фациального расчленения (пикриты – кимберлиты – туфы), принятого для кимберлитовых пород. Состав уральских пирокластитов и связанных с ними образований позволяет на основе минералогического состава как более чуткого индикатора зрелости гидролизного изменения, существенно дополнить ряд производных диатремовой ассоциации (табл. 1.3).

Критический обзор обобщающих работ [8, 144] показывает, что близкие минеральные ассоциации фиксируются и в других алмазоносных провинциях. Так в экзоконтакте трубки Мир известна брекчия, слабо сцементированная глиной, пропитанной гидроксидами железа с включениями кальцита, кварца и битуминозного вещества. Любопытны алмазоносные «филлиты» Бразилии. Они сложены серицитом, реже

Таблица 1.3

**Ряд фациальных производных флюидно-магматической колонны, проявленных на алмазных месторождениях Северного Урала**

Генезис пород		Кимберлитовый ряд	Красновишерский р-н, Сев. Урал
Дезинтеграция потоками газов		?	Дезинтегрированные кварциты и песчаники
Метасоматический (гидротермальный карбонат по осадочному)		?	Вторичные карбонаты
Смешанный пирокластически-метасоматический (флюидонасыщенная пирокластита+осадочный карбонат)		?	Реакционный туф (карбонатно-гидрослюдистый)
Пирокластический (осаждение из движущейся газовой пепловой взвеси)	сильно гидролизированный материал	?	Туф, ксенотуф гидрослюдистый, сульфидно-гидрослюдистый, (гидрослюдисто)-лимонитовый
	умеренно гидролизированный материал	?	Туф, ксенотуф хлоритовый
	слабо гидролизированный материал	Туф, кальцит-серпентиновый	?
Автометасоматический		Кимберлит	?
Магматический		Пикрит	Лампроит?

хлоритом, каолинитом со стяжениями фосфоритов, оксидов Fe и Mn. Тела участвуют в складчатости, расланцованы по зальбандам, сопровождаются согласными и секущими жилами кварца и ореолом интенсивного выщелачивания. Жилы (монтмориллонитовых?) глин встречаются также в районе развития алмазоносных россыпей Сибирской платформы (устное сообщение Л.В. Махлаева).

Таким образом, на алмазных месторождениях Северного Урала установлены пирокластические и связанные с ними другие эндогенные породы, являющиеся по условиям образования и минеральному составу пограничными между магматическими и гипергенными.

Сравнение описанных в литературе взрывных структур [8, 9, 10, 40, 104, 144, 150], а также материал исследований уральских алмазных образований, позволили выявить связь фациально-петрографического состава и строения эруптивных тел с тектоническим положением. Обобщенная графическая модель приведена в таблице 1.4.

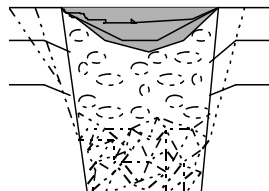
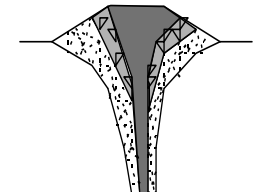
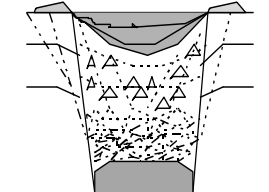
Выделены три принципиально различных типа структур. К первому отнесены **платформенные** ангаро-илимские трапповые и якутские кимберлитовые трубки. Вертикальная зональность (кратерные отложения (туффиты) – пирокластические (туфы) – собственно магматические породы), значительные размеры диатрем и их «морковкообразная» форма, широко развитые просадочные явления и постмагматические изменения отражают их *образование из наиболее флюидонасыщенных систем*, быстрое движение которых прекратилось сразу после выхода к земной поверхности. Хотя природа газовой фазы у них различна, механизм становления аналогичен.

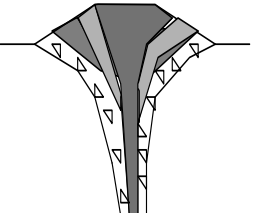
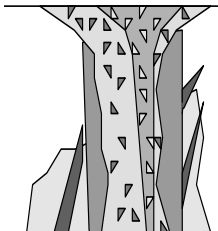
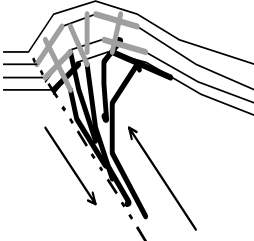
Ко второму типу отнесены минусинские (трахи)базальтовые и западно-австралийские лампроитовые «рюмкообразные» сооружения **межгорных впадин и зон рифтогенной активизации**. В их строении принимают участие «ранние» взрывные и более «поздние» излившиеся породы. Незначительные постмагматические изменения и относительно малые размеры тел могут свидетельствовать о том, что пересыщенной флюидами являлась только головная (пирокластическая) часть магматической колонны, сама же магма была практически «сухой». Низкая скорость подъема такой системы и обусловила «рюмкообразную» форму вулканического аппарата.

Особняком стоят развитые в **коллизионных областях** центрально-алданские лампроиты. Для них характерна антидромная последовательность дифференциации от нормальных средних интрузивных пород (сиенитов) к взрывным основным (высокомагнезиальным лейцититам, основным лампроитам, их туфобрекчиям) и ультраосновным щелочным образованиям (лампроитам), слагающим рюмкообразные диатремы. Это может отражать эволюцию магматического очага, который с одной стороны разрастался вглубь и вовлекал в плавление более глубокий субстрат, а с другой стороны обогащался флюидами за счет экранирующего действия условий (орогенного) сжатия.

Таблица 1.4

## Типизация эндогенных эксплозивных структур

Тип (тектонический контроль)	Фациально-петрографические различия	Строение трубок	Структурно-петрологические элементы	Постмагматические процессы	Примеры
<b>Ангаро-Илимские</b> трапповые (собственно платформа)	(сверху-вниз) Озерно-кратерные отложения, жерловые туфы, трапповые (брекчиевые) агломераты		Загибание слоистости вмещающих пород, погружение ксенолитов, просадочные сбросы	Скарнирование и магнетитовое оруденение	Коршунское
<b>Минусинские</b> (трахи) базальтовые межгорная впадина	(от края к центру, от ранних к поздним) Туфы, брекчиевые базальты, порфиновые базальты		Столбчатая отдельность в интрузивных разностях	?	Красноозерская, Бардзюльская
<b>Якутские</b> кимберлитовые (собственно платформа)	(сверху-вниз) Озерно-кратерные отложения,  кимберлитовые туфы кимберлиты, монтичеллитовые альеиты		Погружение ксенолитов, просадочные концентрические сбросы и трещины отслаивания	Окремнение, доломитизация, дедоломитизация и др.	Мвадуи, Мир и др.

<p><b>Западно-Австралийские лампроитовые (зоны рифтогенной активизации)</b></p>	<p>(от края к центру, от ранних к поздним)          Эксплозивные – песчаные туфы, непесчаные туфы; эффузивные – диопсид-лейцитовые, диопсид-рихтерит-лейцитовые, оливин-лейцитовые, лейцитовые лампроиты</p>		<p>Гранулометрическая сортированность в песчаных туфах</p>	<p>Окварцевание, термальный метаморфизм и вторичная цементация экзоконтактовых пород</p>	<p>Маунт-Норт, жерло 81-ой мили и др.</p>
<p><b>Центрально-Алданские лампроитовые (коллизонные области)</b></p>	<p>(снизу-вверх, от ранних к поздним)          Интрузивные – сиениты; интрузивно-эксплозивные – высокомагнезиальные лейцититы, основные лампроиты и их ксенотуфобрекчии; эксплозивные – ультраосновные породы, близкие к лампроитам</p>		<p>Проседание ксенолитов</p>	<p>Карбонатизация эруптивных разностей</p>	<p>Кайла, Рябиновая, Ягодка, Звездочка</p>
<p><b>Уральские лампроитовые (области коллизонной активизации)</b></p>	<p>(снизу-вверх, от ранних к поздним)          Интрузивные -?; эксплозивные - хлоритовые, гидрослюдистые ксенотуфы; грязево-(вулканические) – гидрослюдистые и железисто-гидрослюдистые туфы</p>		<p>Различная гранулометрическая сортировка ксеногенного и вязкостно-динамическая сортировка эндогенного материала</p>	<p>Дедоломитизация, сульфидизация и выщелачивание</p>	<p>Ефимовка, Илья-Вож, Чурочная, Волынка</p>

Алмазоносные породы Полюдово-Колчимского поднятия связаны с *коллизионно активизированной окраиной платформой*. Они слагают принадвиговый макроштокверк размером 35х100 км. Напряженные геотектонические обстановки обусловили *пространственное рассеяние эндогенного вещества и его высокую степень гидролиза* (снизу-вверх: сидерит-хлоритовые, → сульфидно-гидрослюдистые, → лимонит-гидрослюдистые образования). Внедрение происходило в 2 стадии: взрывную (кратковременные выбросы газов, твердых обломков и грязи) и грифонную (более длительное и спокойное внедрение жидкой грязи). Проявления подобных фациальных разностей, столь значительно измененных в процессе их внедрения, не известны в взрывных телах других типов. Таким образом, специфика уральского алмазоносного вулканизма кроется в высокой газонасыщенности, обусловленной продолжительным функционированием под складчато-надвиговой структурой флюидно-магматического очага, подпитываемого конвективными мантийными потоками, и синнадвиговыми обстановками внедрения, обеспечивающими сопряженность флюидов и высокую степень гидролизного преобразование мантийного вещества.



## Минералогия алмазоносных пирокластитов

Активизация поисков коренных месторождений алмазов в 1995-2000 годах позволила выйти за рамки традиционного изучения минералов-спутников. Привлечены к данной проблеме специалисты ВСЕГЕИ, ВНИИ ОкеанГеология, Коми НЦ, ИГЕМ, ООО «Вита» и ПГУ получили огромное количество данных, давших основание по-новому отнестись к самому понятию о парагенезисе алмаза. Бурный рост находок и открытых впервые видов вышел за рамки традиционной поисковой минералогии. Несмотря на микроскопический размер большинства объектов, требующий для диагностики применения рентгеноструктурных и микронзондовых методов, исследователям удалось показать минералогическую аномальность пород, вмещающих алмазы, и специфические условия их образования.

Количество установленных минералов и их изученность позволили вывести алмазные месторождения Полюдово-Колчимского поднятия в первую десятку наиболее интересных на Урале минералогических объектов.

### Кадастр минеральных видов, их разновидностей и минеральных фаз, встреченных в алмазоносных пирокластитах Северного Урала

#### Простые вещества:

**Металлы и интерметаллиды (31):** Al, Ag, Au, Cu, Hg, Pb, Zn, Sn, Fe, FeZn<sub>7</sub>, Fe-Cr, Si, W, электрум, Sn-Cu-Pb, Cu<sub>2</sub>Zn, Pb-Sn, Sn-Cu, вейшанит, амальгама (Au<sub>0,9</sub>Ag<sub>0,03</sub>Cu<sub>0,04</sub>Hg<sub>1,04</sub>), амальгама золота-меди (Au<sub>3,34</sub>Ag<sub>0,15</sub>Cu<sub>1,01</sub>Hg<sub>0,51</sub>), тетрааурикуприд, латунь, Ni-латунь, изоферроплатина, Ir-изоферроплатина, иридосмин, осмиридий, рутеносмиррид, ванадий (V<sub>0,91-0,96</sub>Cr<sub>0,04-0,05</sub>Ti<sub>0,04-0,01</sub>), феррованадий (Fe<sub>0,38-0,55</sub>V<sub>0,24-0,41</sub>Mn<sub>0,02-0,22</sub>Cr<sub>0,05-0,14</sub>),

**Неметаллы (2):** алмаз, графит.

**Карбиды, силициды (4):** муассанит, ферсилицид, фердисилицид, V-хамрабаевит.

**Сульфиды (14):** аргентит, галенит, грейгит, киноварь, лаурит, марказит, мельниковит, пентландит, пирит, Co-Ni-пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, халькопирротин.

**Галоиды (3):** KCl, (Na,K)Cl, (Ca<sub>0.67</sub>Mg<sub>0.2</sub>K<sub>0.13</sub>)Cl.

**Оксиды и гидроксиды (40):** анатаз, алюмохромит, армолокит, бемит, брукит, ганит, гематит, геммоильменит, гиббсит, гидраргиллит, гидрогетит, диаспор, ильменит, Mn-ильменит, иоцит, корунд, титаньевый корунд, титан-циркониевый корунд, лепидокрокит, литаргит, магнетит, Sn-Si-оксид, периклаз (?), пикроильменит, пиролюзит, псиломелан, рубин, рутил, Cr-рутил, V-рутил, сенаит, тодорокит, торит, Ti<sub>2</sub>Cr<sub>2</sub>O<sub>7</sub>, Mn-титаномагнетит, ульвошпинель, ферропсевдобрукит, хромит, хромпикотит, эсколаит.

**Карбонаты (9):** анкерит, доломит, кальцит, лантанит, малахит, олигонит, Ва-олигонит, родохрозит, сидерит.

**Сульфаты (6):** англезит, барит, гипс, мелантерит, плюмбоярозит, ярозит.

**Фосфаты, сульфаты, арсенаты (11):** апатит, вивианит, вудхаузеит, гоацит, карбонатапатит, крадалит, ксенотим, монацит, сванбергит, флоренсит, Cu-Zn-арсеносульфат.

**Силикаты:**

**Островные (17):** альмандин, андалузит, дистен, ортит, пироп-альмандин, пироп-кноррингит, Ni-пироп, спессартин, силлиманит, ставролит, сфен, уваровит, фаялит, форстерит, циркон, цоизит, эпидот.

**Кольцевые (1):** турмалин.

**Цепочечные(5):** диопсид, омфацит, ферросилит, хромдиосид, энстатит.

**Ленточные (4):** актинолит, роговая обманка, тремолит, чермакит.

**Слоистые (34):** биотит, брунсвигит, вермикулит, галлуазит, гидробиотит, Cr-гидробиотит, гидрослюда, гидроталькит, глауконит, диабантит, иллит, каолинит, кеммерерит, кочубеит, метагаллуазит, монтмориллонит, мусковит, пикнохлорит, нонтронит, пирофиллит, псевдотюрингит, рипидолит, селадонит, сапонит, серпентин, серпофит, тальк, Cr-тюрингит, фенгит, Cr-феррифенгит, флогопит, Ti-фуксит, хризотил, шамозит.

**Каркасные (14):** альбит, аллофан, кварц, кварцин, коэсит, кристобалит, лейцит, микроклин, опал, ортоклаз, пренит, пумпелиит, халцедон, минерал из группы цеолита (?).

**Итого 195 минеральных вида (и разновидностей).**

Даже беглый обзор минерального кадастра показывает самородно-оксидно-слоистосиликатную специализацию минералов алмазных месторождений Северного Урала. Несмотря на то, что в пирокла-

ститах совмещены самые различные по природе и времени образования, их набор свидетельствует о восстановительных условиях (более 30 самородных фаз) и сходстве с алмазоносными «филлитами» и россыпями Бразилии, для которых весьма характерны монацит, ксенотим, флоренсит, гоэцит, крандалит, сванбергит, вудхаузеит, ганит и сенаит.

Поскольку объем установленных минералов велик, изучались только наиболее информативные для характеристики условий становления пород и реконструкции петрологических процессов, приведших к образованию алмазов и выносу их к поверхности. Последовательность их описания определяется фациями глубинности: от формирующихся в мантии до кристаллизующихся непосредственно в пирокластитах.

## АЛМАЗ

### Общие сведения

Для алмазов из пирокластитов и сопровождающих их россыпей характерно высокое качество. Большинство из них является ювелирными. Около 80% массы составляют алмазы размером 5-15 мм. Средний вес кристаллов на месторождениях колеблется от 100 до 240 мг, снижаясь по мере удаления от основного алмазоносного района до 50-10 мг [102]. Максимальный вес алмаза, извлеченного при эксплуатации Большеколчимского карьера, составил 27 каратов (5,4 г).

### Кристалломорфология алмаза

Для уральских алмазов характерна форма сферического многогранника, ограниченная 8, 12 и 24 поверхностями. Чаще всего кристаллы покрыты 24 кривыми гранями и относительно близки к тетрагексаэдру или ромбододекаэдру, грань которого разделена по короткой оси гранным швом. Подобные кристаллы (додэкаэдроиды) известны как «уральский» или «бразильский» тип. Реже встречаются кристаллы, покрытые плоскими гранями (октаэдр) и «переходные» от октаэдра к кривогранному гексаоктаэдру (октаэдроиду). Еще реже отмечаются грани (псевдограницы) куба, которые занимают не более 30% площади отдельных кристаллов (октаэдров), они шероховаты и сложены мелкими вершинами октаэдра.

Как и в алмазных месторождениях других регионов, в пирокластитах Северного Урала и сопровождающих их россыпях фиксируется практически непрерывный ряд габитусных форм кристаллов: от плоскогранного октаэдра, через промежуточный выпуклогранный октаэдроид, к додекаэдроиду (рис. 2.1).

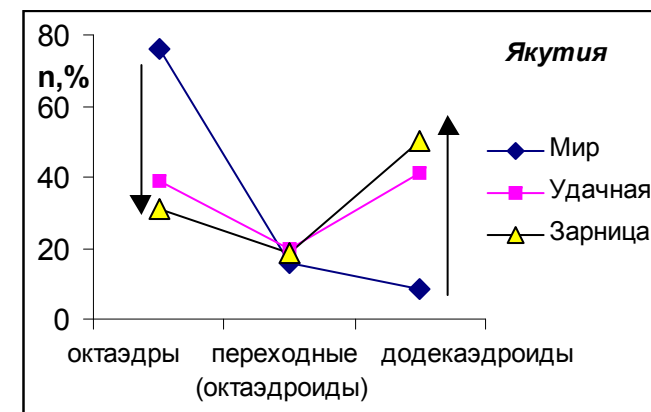
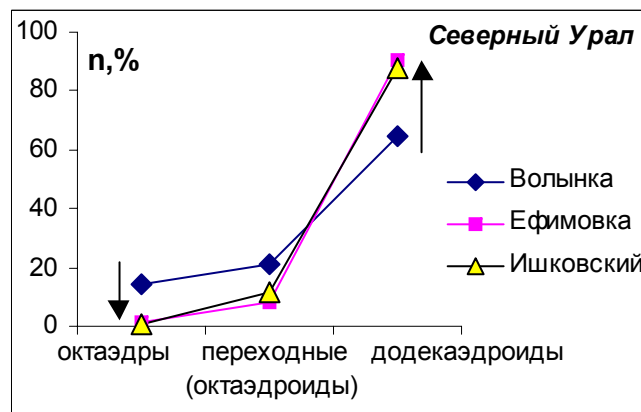


Рис. 2.1. Эволюция габитусных форм кристаллов алмаза и их соотношение в месторождениях Северного Урала и Якутии (по материалам автора и А.П. Бобриевич [8, 9])

Причина образования кривогранных кристаллов является одной из древнейших проблем, касающейся типоморфизма алмазов. Существуют два обоснованных взгляда на механизм образования кривогранных форм [117], получивших собственное название (додекаэдроид, октаэдроид, кубоид и др.). Наиболее ранним является представление (Гаюи, Задебека, Розе, Ван-дер-Веена и др.), сложившееся при описании южно-африканского материала, о формировании выпуклогранных кристаллов в результате послыного роста октаэдрических граней, обусловленного тенденцией алмаза кристаллизоваться в виде гексаэдров. Их последователи, изучавшие якутские алмазы (О.М. Аншелес), объясняли это антискелетным ростом, т. е. начинающимся от центра грани, при котором зарождение каждого слоя начинается раньше, чем предыдущий дорастает до ребер кристалла. Более поздняя концепция связана с работой А.Е. Ферсмана и В. Гольдшмидта, которые на основе характера скульптур на гранях кристаллов из россыпей Урала и Бразилии, рассматривали алмазы как многогранники растворения. Позже сторонниками этого представления И.И. Шафрановским, А.А. Кухаренко и другими исследователями, экспериментально было доказано, что округлые (додекаэдрические) кристаллы представляют собой устойчивые (гонометрически) и предельные (химически) формы образованные за счет октаэдров.

Обе концепции фиксировали тенденцию последовательного изменения габитуса алмаза от октаэдрического до додекаэдрического, т.е. следствие, но не указывали причины избирательного роста или растворения граней, ребер и вершин. Поэтому необходимо найти объяснение анизотропии роста различных элементов кристаллов. Представляется, что примером могут служить плоскогранные октаэдры Якутии и Южной Африки, содержащие в центральных частях включения, которые вызывают вокруг себя радиально-лучистый узор двупреломления (секториальное погасание) [8, 117]. Лучи при этом всегда ориентированы от включения к вершинам кристалла. Такое anomальное для изотропного алмаза поведение объясняли полиморфным превращением углерода из одной модификации в другую с резким изменением объема (Маляр, 1892; Фридель, 1924; А.А. Кухаренко, 1955 – цит. по: [117]), линейными дислокациями роста (Ланг, 1967; Орлов, 1973), неравномерным зональным распределением тонких примесей (Варшавский, 1968; Орлов, 1973), закалкой (Браунс, 1891; Бартошинский, 1957). В пользу последнего представления, по нашему мнению, свидетельствуют экспериментальные исследования Врайта (цит. по: [117]), установившего прямую связь между параметром кристаллической решетки алмаза и температурой нагревания. Эти результаты по-

зволюют предполагать, что стремительный подъем алмаза магматическим расплавом к земной поверхности должен приводить к его быстрому охлаждению (закалке), сопровождаемому резким сжатием. При этом максимальное напряжение в кристаллах должно сосредотачиваться между центром и наиболее удаленными от него вершинами (и ребрами), что подтверждается ориентировкой образуемых радиальных деформаций. Более медленный подъем магмы с постепенным падением температуры должен вызывать "приспособление" алмазов, проявленное в снятии внутренней нагрузки за счет нейтрализации наиболее удаленных от секторов, т.е. округлении поверхности алмазов с образованием кривоугольных полиэдров. Уменьшение напряженности в кристаллах возможно как при растворении вершин и ребер в недонасыщенной углеродом среде, так и при доращивании плоских граней ламинарными - в перенасыщенной. Такой переход от плоскогранных "якутских" к округлым "уральским" сопровождается уменьшением на порядок количества примесей, улучшением ювелирного качества, увеличением совершенства кристаллической решетки, сменой преобладающей желтой и желто-зеленой люминесценции, свидетельствующей о быстром остывании, сине-голубой, отражающей их длительное преобразование с постепенным падением температуры (отжиг кристаллов) [36]. Растворяются при этом и большинство мелких (менее 2 мм) алмазов.

В процессе растворения эволюционирует и скульптура поверхности граней (рис. 2.2). На ранней стадии преобладают формы, зависящие от кристаллографических элементов. Примером могут служить треугольные впадины на гранях октаэдра, грубая штриховка на ребрах, совпадающая с зонами роста, сосцевидный рельеф кубических псевдограней и др. В среднюю стадию, когда кристаллы приобретают поверхность близкую к шару, штриховка на ребрах октаэдровидов становится более тонкой и смещается к месту выхода  $L_3$ . На гранях ромбододекаэдра формируется черепитчатый рельеф, иногда ограниченный на ребрах гребневидным выступом, который связывался А.А. Кухаренко с регенерацией. Последней и наиболее устойчивой формой растворения является дисковидная скульптура. Ее появление, вызванное равноудаленностью поверхности кристалла от центра, вероятно, отражает нивелирование физических свойств и коррозионное растворение, проявляющееся в виде скорлуповатой отдельности.

Отсюда вытекает, что специфика алмазов уральского типа определяется их продолжительным постепенным подъемом из мантийных глубин в коровые. Какие факторы определяют скорость движения алмазоносной магмы? Анализ формы известных кимберлитовых тел по-

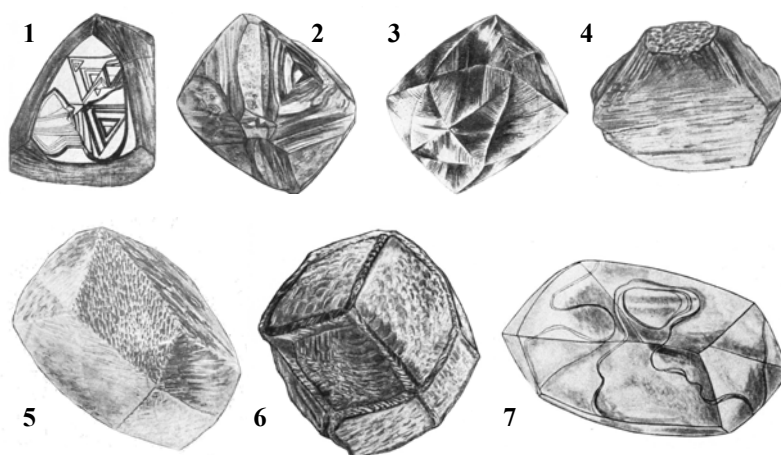


Рис. 2.2. Формы растворения (скульптуры) на гранях уральских алмазов (по материалам А.А. Кухаренко [82]): 1-3 на октаэдрических гранях (1 – отрицательные пирамидальные, 2-3 – грубая и тонкая штриховки, развивающиеся за счет постепенного замещения плоской грани кривогранной); 4 – кубическая псевдогрань, образованная вершинами мелких октаэдров; 5-6 – черепитчатая и гребневидная скульптура на ромбических гранях; 7 – дисковидная скульптура на кристаллах додекаэдрического габитуса

казывает, что наиболее характерными являются сечения, близкие к кругу. Именно округлость трубок в плане обеспечивает наименьшее отношение ее периметра к площади, т. е. наименьшее сопротивление внедряющейся магме со стороны вмещающих пород. Малая поверхность соприкосновения магматического расплава со стенками канала должна обеспечивать относительное сохранение концентрации углерода и дорастание алмазов. Увеличение же периметра по отношению к площади сечения обуславливает не только уплощение тела, но и увеличение тормозящего влияния стен. Кроме того, их большая площадь обуславливает диффузию углерода из системы и растворение алмазов. Таким образом, в качестве наиболее подходящего транспортера, обеспечивающего медленную миграцию кристаллов и их преобразование, могла выступать магма, внедряющаяся в виде тел, протяженность сечения которых значительно превышает их мощность, т. е. даек и жил. Подтверждением этого может служить широкое развитие округлых кристаллов в Западной Африке, где кимберлитовые тела представлены дайками невыдержанной мощности с раздувами и дайками, служившими подводными каналами для диатрем [53]. Линейная форма тел

коренных алмазоносных пород на Урале прогнозировалась в 70-е гг. Б.Н. Соколовым [141], установившим, что размещение (субэлювиальных) уральских россыпей контролируется зонами тектонических разломов, которые он назвал кимберлитовыми.

### **Морфологические типы додекаэдров**

Додекаэдровиды практически не изометричны. Несмотря на округлость, они чаще всего удлинены (в основном по  $L_2$ ), уплощены (по  $L_3$ ) или уплощены и удлинены одновременно. Отмечаются также клиновидные кристаллы, названные «собачий зуб». Наши исследования партии алмазов из коренных и элювиальных отложений трех месторождений (Волянка, Ефимовка, Вогулка) позволили установить, что изометричные кристаллы относительно редки и их количество не превышает 15 % (рис. 2.3). Также редки изометричные кристаллы и в россыпях Среднего Урала [82].

Почему изотропный алмаз, стремящийся в изменяющихся условиях к равновесному шару, при подъеме из мантийных глубин в коровые приобретает удлиненную и уплощенную форму? Согласно закону П. Кюри, симметрия причины отображается в симметрии следствия. Таким образом, наблюдаемые изометричные, удлиненные и уплощенные формы кристаллов можно связать с различными средами, отвечающими соответственно симметрии шара, стрелы и плоскости. Наличие большого числа искаженных алмазов свидетельствует о значительной анизотропии системы, в которой происходил их рост или растворение. Образование подобных обликов отражает условия движущихся слоев и струй. В структурной петрологии [12] таким средам отвечает линейное и плоскостное течение магмы, характерное для каналов трубообразной и плоскопараллельной формы. Наличие в пределах каждого месторождения удлиненных и уплощенных кристаллов свидетельствует о том, что магмопроводящие каналы сочетали в себе элементы трубчатых и дайковых тел, усредненное сечение которых может быть представлено в виде даек с раздувами. Это согласуется с выводом, полученным выше при анализе габитусных форм алмазов.

### **Двойники**

Двойники составляют от 3 до 7% кристаллов алмаза практически на всех уральских месторождениях. Наиболее обстоятельно они были изучены А.А. Кухаренко [82], который разделял их на двойники срастания, прорастания и полисинтетические.

Двойники срастания и прорастания формируются по шпинелевому закону. Двойниковые агрегаты могут быть уплощены как парал-



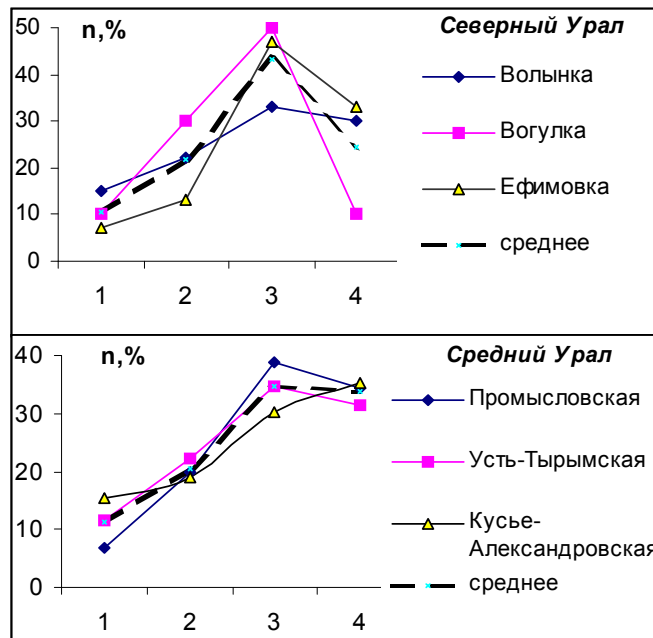
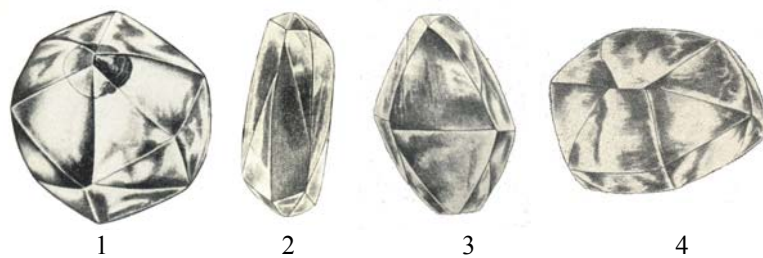


Рис. 2.3. Морфологические типы додекаэдров алмаза и их распределение в месторождениях Северного и Среднего Урала (по материалам автора и А.А. Кухаренко [82]): 1 – изометричный; 2 – удлиненный; 3 – удлиненно-уплощенный; 4 – уплощенный

лельно, так и перпендикулярно плоскости срастания (прорастания). Сопоставление морфологии уральских кривогранных двойников с известными в литературе [8, 117] показало, что практически все они имеют соответствующие плоскогранные аналоги в кимберлитах Якутии (рис. 2.4).

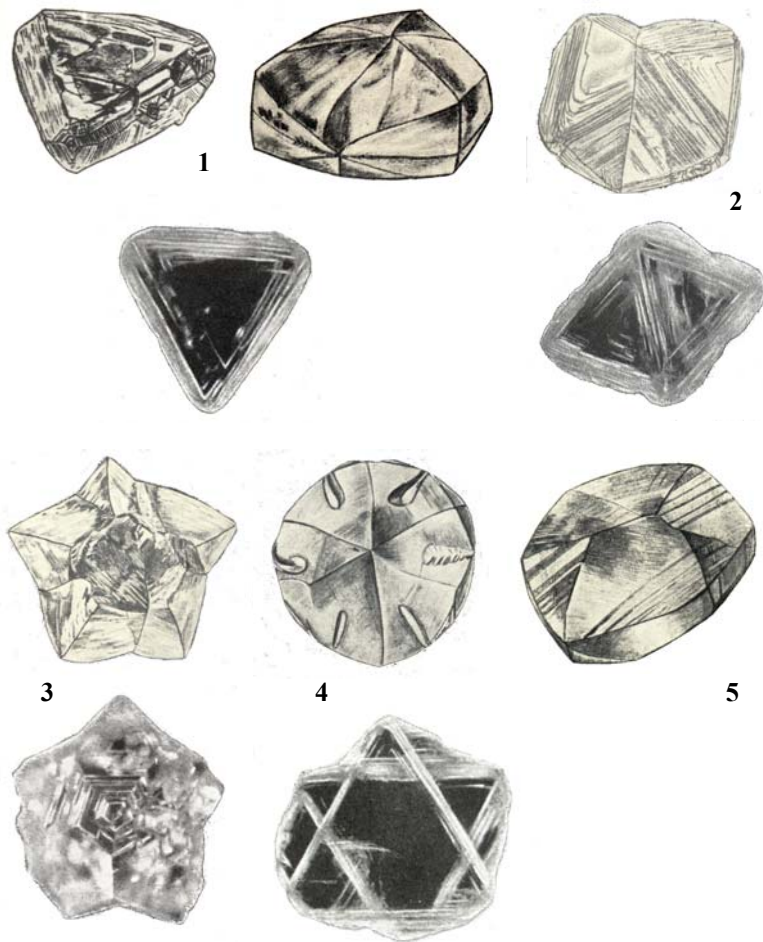


Рис. 2.4. Морфология двойников алмаза из уральских месторождений (нечетный ряд) и соответствующих им плоскогранных аналогов из кимберлитовых трубок Якутии (четный ряд) (по материалам А.А. Кухаренко [82] и Ю.Л. Орлова [117]): 1 – простые; 2 – ромбовидные; 3 – циклические двойники срастания; 4 – двойник прорастания; 5 – линии скольжения на поверхности кристалла

Не оказались специфичными для Урала и так называемые полисинтетические двойники с дымчатой окраской, на поверхности которых наблюдаются параллельные линии, сопровождаемые елочкообразной штриховкой. В 1955 г. А.А. Кухаренко эту штриховку объяснял как серию двойниковых швов, связанную с полисинтетическим двойникованием. При этом окраска объяснялась происходящим при деформации эпигенетическим образованием тонкодисперсного графита. Однако его представления не нашли подтверждения после публикаций А.Ф. Вильямса, а затем и В.В. Орлова [117], которые рентгенографически доказали, что блоки, разделяемые швами, не находятся в двойниковом взаимоотношении, а сами швы являются линиями (плоскостями) скольжения. Возникающую при этом дымчатую и лиловую окраску связали с образованием структурных дефектных центров, а не графита. В.В. Орловым также отмечалось, что линии скольжения фиксируются оптически как на кривогранных, так и плоскогранных алмазах, однако они проявляются только в том случае, когда поверхность затронута процессами растворения или коррозии, т. е. на округлых кристаллах.

## Изотопный состав алмазов

### *Изотопный состав углерода*

Уже первые определения изотопного состава углерода алмазов показали, что мантия характеризуется довольно узким диапазоном вариаций  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  (от -2 до -10 ‰ по шкале  $\delta^{13}\text{C}$  PDB). Обогащенность тяжелым изотопом стала использоваться для выяснения глубинной природы кристаллов.

Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о множественности алмазообразующих систем. Наиболее экзотический (легкий) изотопный состав имеют бразильские карбонадо, кубические микрокристаллы кумдыкольского типа и алмазы из импактитов, чьи изотопные характеристики определяются вмещающими толщами. Они связаны с процессами, протекающими в коровых условиях. Однако в ювелирных алмазах количество тяжелого изотопа  $^{13}\text{C}$  максимально, что характерно для первичной мантии.

От лампроитов Аргайла к кимберлитам трубки Мир и далее к россыпям восточной Австралии в алмазах возрастает содержание  $^{13}\text{C}$  (рис. 2.5).

Большинство алмазов из лампроитов трубки Аргайл [138, 189] характеризуются аномально облегченным углеродом. Они занимают промежуточное положение между кристаллами из кимберлитов и коровыми образованиями (карбонадо, метаморфические и импактные).

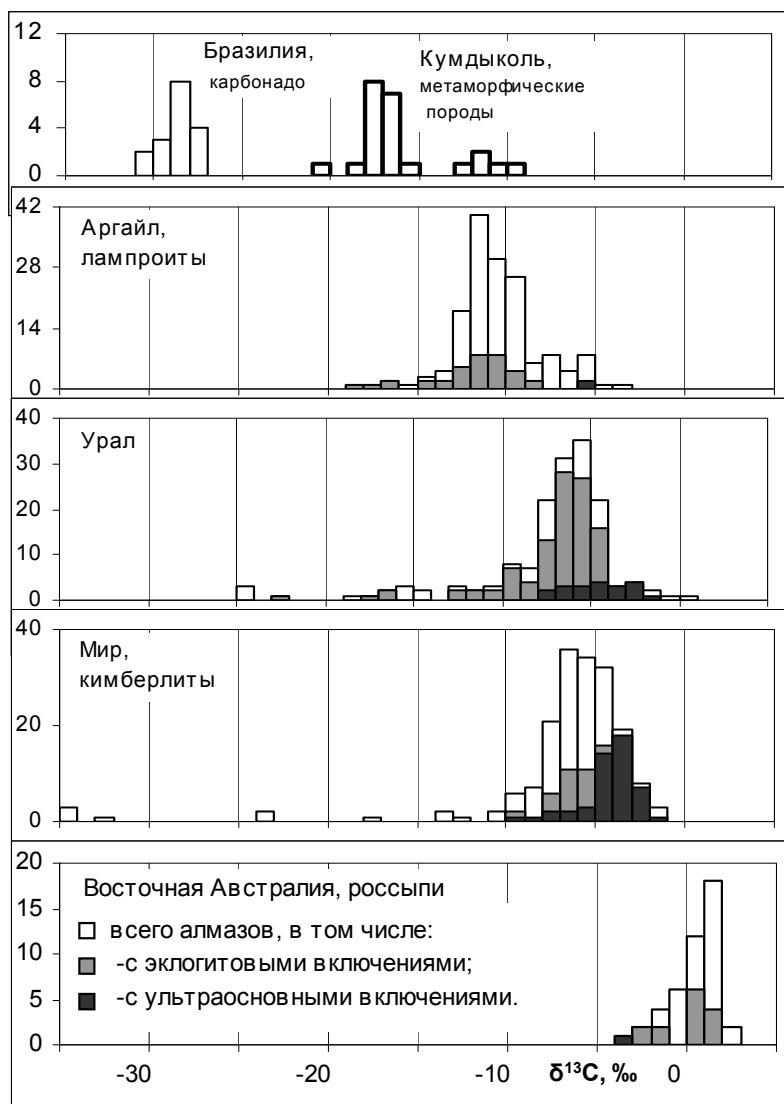


Рис. 2.5. Изотопный состав алмазов в различных типах месторождений и распределение в них включений эклогитового и ультраосновного типа (по данным [24, 26, 28, 84, 138, 189])

Большая редкость включений ультраосновного парагенезиса отражает рост этих алмазов в эклогитовом субстрате, обогащенном литофильными элементами. На кислый состав среды указывает частая встречаемость (около 20%) коэсита [138]. Примечательно, что в трубке Аргайл, как и в уральских месторождениях, преобладают додекаэдриды.

Такой же округлой формой кристаллов и частыми включениями коэсита характеризуются алмазы из россыпей Восточной Австралии (штат Новый Южный Уэльс [24]). Они занимают особое положение, поскольку предельно для алмазов обогащены тяжелым изотопом углерода. Коренной источник этих россыпей пока не выявлен и природа изотопной аномальности не ясна. Однако почти зеркальный характер кривой распределения по отношению к лампроитам Западной Австралии (плоскость симметрии  $-5\text{‰ } \delta^{13}\text{C}$ ), вероятно, отражает их комплементарность и связь с единым процессом, протекавшим под Австралийским кратоном.

Алмазы из кимберлитов центральной части Сибирской платформы, несмотря на незначительные вариации от трубки к трубке, имеют довольно близкий изотопный состав [24]. Кристаллы с наиболее тяжелым углеродом ( $-1 - -5 \delta^{13}\text{C}$ , ‰), как правило, содержат ультраосновные включения и представлены октаэдрами (рис. 2.6). Более «легкие» индивиды ( $-5 - -10 \delta^{13}\text{C}$ , ‰) относятся, в основном, к эклогитовой ассоциации, где наряду с октаэдрами появляются кубы. Одноmodalность изотопного состава и постепенное замещение ультраосновного парагенезиса основным позволяет считать процесс алмазообразования под центральной частью Сибирской платформы единым. Подходящим механизмом, объясняющим подобное распределение изотопов, смену габитусных форм и парагенетических ассоциаций является истощение мантийного субстрата. Первыми из еще недеплезированной мантии кристаллизовались наиболее высокотемпературные октаэдры, обогащенные «тяжелыми» (первичным) изотопами. В процессе истощения мантийного материала рост алмаза начинался и в выплавляемой (отжатой) базитовой магме. Поскольку тяжелый, и соответственно менее подвижный,  $^{13}\text{C}$  связывался ранними кристаллами,  $^{12}\text{C}$  накапливался в оставшемся флюиде. Это и могло вызвать обедненность поздних низкотемпературных эклогитовых алмазов кубического габитуса «глубинным» изотопом углерода.

Распределение изотопных составов уральских камней наиболее близко к алмазам из кимберлитов. Для кристаллов из месторождений Урала типичны включения эклогитового парагенезиса [27, 28]. Вероятно, их кристаллизация происходила преимущественно в расплаве основного состава, отжатом и удаленном от области деплетирования.

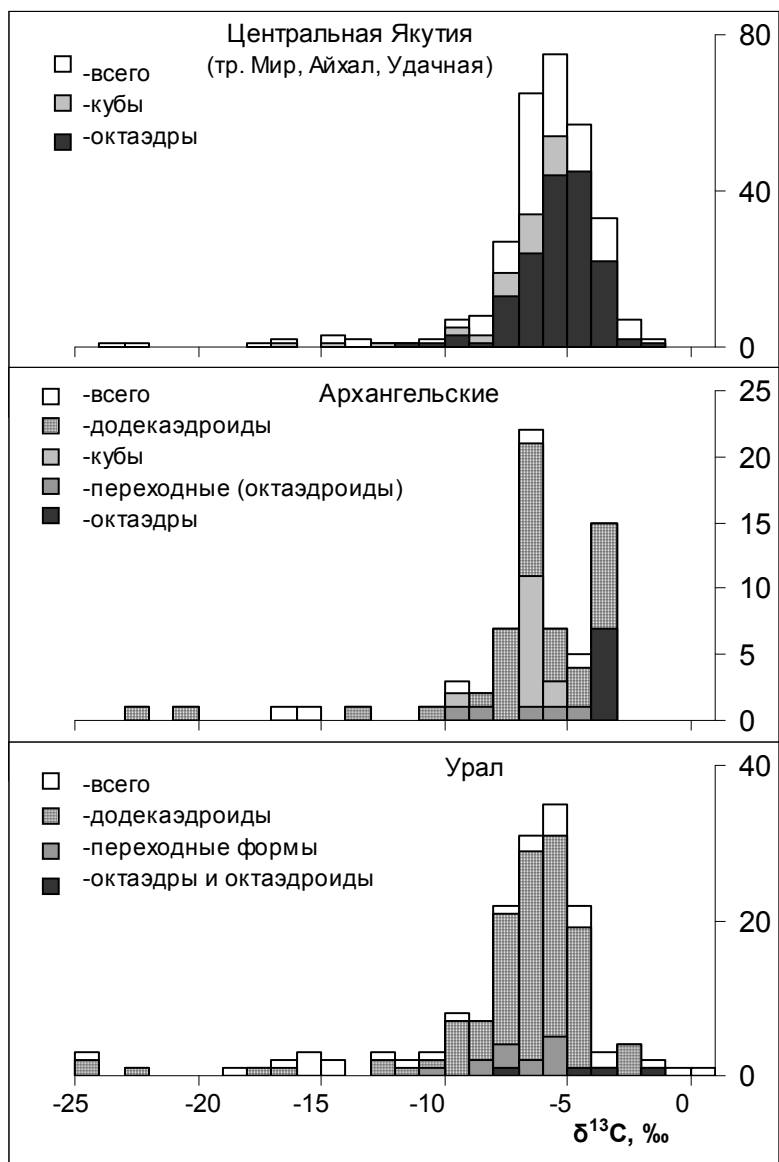


Рис. 2.6. Распределение алмазов по изотопному составу углерода и морфологическим типам кристаллов в различных месторождениях (по материалам [24, 26, 28])

Наблюдающиеся различные габитусные формы алмазов с близким изотопным составом в ряде месторождений России могут говорить о том, что морфология кристаллов не зависит от характера первичного мантийного источника и связана с более поздними процессами.

По всей видимости, уральские камни формировались из одного изотопно однородного мантийного источника. Они наиболее близки к алмазам Центральной Сибири, образование которых связано с деплетированием мантии.

#### *Изотопный состав гелия*

Изучение распределения изотопов в природных объектах показало различные значения  $^3\text{He}/^4\text{He}$ . Соотношение, близкое к  $n \times 10^{-4}$ , характерное для солнечного ветра, было названо первозданным или первично планетарным. Закономерное его изменение от примитивной ( $n \times 10^{-4}$ ) к истощенной ( $n \times 10^{-5}$ ) мантии и континентальной коре ( $n \times 10^{-8}$ ) связали с накоплением радиогенного  $^4\text{He}$ , образовавшегося в результате распада U и Th.

Первые исследования благородных газов в алмазах района Кимберли, предпринятые Такаоко и Озимой в 1978 г., показали, что в них присутствует первичный гелий. Тем самым подтверждалась их глубинная кристаллизация в мантийном резервуаре, обогащенном этим компонентом. Однако впоследствии выяснилось, что соотношения изотопов гелия в алмазах изменяются в весьма широких пределах: от солнечного до корового. Для объяснения вариаций содержания изотопов гелия были предложены различные гипотезы [84]. Обогащение алмазов и особенно их краевой части  $^4\text{He}$  объяснялось «имплантацией» быстрых ядерных частиц, образующихся при распаде U и Th, в кимберлитах. Было также показано, что накопление  $^3\text{He}$  может происходить в результате ядерных реакций в окружающих алмаз породах в основном за счет  $^6\text{Li}$ .

Последующие исследования показали, что кристаллы, добытые из аллювия Бразилии, Заира и Сьерра-Леоне, характеризуются повышенным соотношением  $^3\text{He}/^4\text{He}$ . Для объяснения избытка  $^3\text{He}$  Д. Лал предложил идею о его генерации под действием  $\mu$ -мезонов космического излучения. Выделение этой (спаллогенной) составляющей использовалось исследователями для вычисления продолжительности экспозиции на поверхности Земли и выяснения масштабов эрозии. Однако полученные результаты вступали в противоречие с реальными фактами. Так, например, одно из самых высоких отношений

${}^3\text{He}/{}^4\text{He}=1,3 \times 10^{-3}$  было обнаружено в алмазе, добытом из глубокой шахты, недоступной действию космического излучения [84].

Использование данной концепции привело к парадоксальным выводам. Так получалось, что уральские кристаллы, добытые из россыпей, подвергались бомбардировке космическими частицами в течение 20-49 млн. лет [65]. Эти данные противоречат и представлениям о первичной, солнечной природе содержащегося в алмазе гелия, поскольку в них соотношение  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  превосходит солнечное в десять раз.

Таким образом, в настоящий момент нет исчерпывающего объяснения накопления  ${}^3\text{He}$  и  ${}^4\text{He}$  в алмазах. Вероятно, следует присоединиться к выводу [84] о том, что наблюдаемые вариации изотопного соотношения гелия связаны не только с вторичными наложенными явлениями, но и многообразием процессов природного алмазообразования.

Рассмотрим вариации изотопного соотношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  в алмазах из различных типов месторождений (рис. 2.7).

Наибольшим содержанием радиогенного гелия  ${}^4\text{He}$  характеризуются так называемые *метаморфогенные* кристаллы Кумдыкольского месторождения. Геологическими и изотопными методами было установлено, что алмаз кристаллизовался среди метаморфических пород вдоль линейных зон из флюидной фазы, содержащей коровый  ${}^4\text{He}$ , образованный при дегазации древней континентальной коры [84, 182]. Авторы полагают, что наряду с гелием кристаллической решеткой захватывался и тритий, распад которого сопровождался появлением дополнительного «корового»  ${}^4\text{He}$ .

Также низким значением  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  характеризуются алмазы из лампроитов Австралии. Близость изотопного состава кристаллов к породам древней континентальной коры отражает, вероятно, процессы контаминации мантии сиалическим материалом, обогащенным радиогенным гелием. Такие же выводы следуют из анализа изотопного состава углерода лампроитовых алмазов.

Наибольшими изотопными вариациями характеризуются кристаллы из кимберлитов. Поле их составов охватывает области, отвечающие как неистощенной первичной (горячие точки), так и деплетированной мантии (базальты континентальных рифтов). Сравнение южноафриканской и сибирской провинций показывает, что субстрат последней на момент алмазообразования являлся более примитивным и более богатым газами. Это доказывается также более широкой встречаемостью в трубках Южной Африки ксенолитов равномернозернистых перидотитов, которые являются более деплетированными [147]. Приведенные Каменским и Толстихиным [65] изотопные данные по



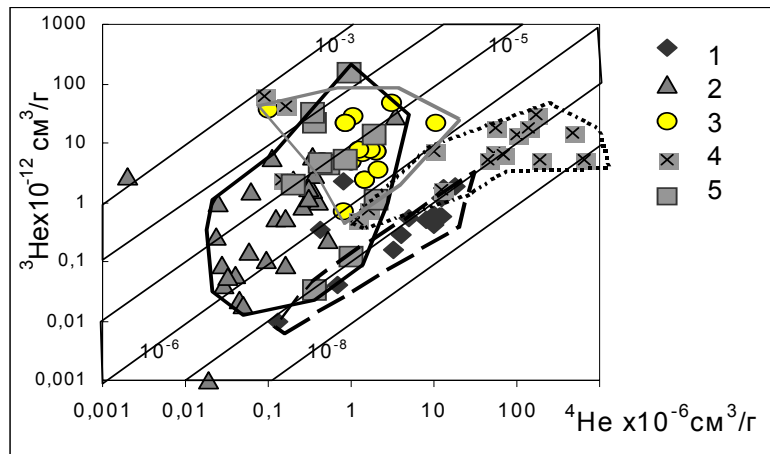


Рис. 2.7. Соотношение изотопов гелия в алмазах различного происхождения: 1 - из лампроитов Австралии, 2 - из кимберлитов Южной Африки, 3 - из россыпей Бразилии, Заира и Сьерра-Леоне, сопровождающих кимберлитовые дайки, 4 – из метаморфитов Кудымкольского месторождения, 5-из кимберлитов Якутии

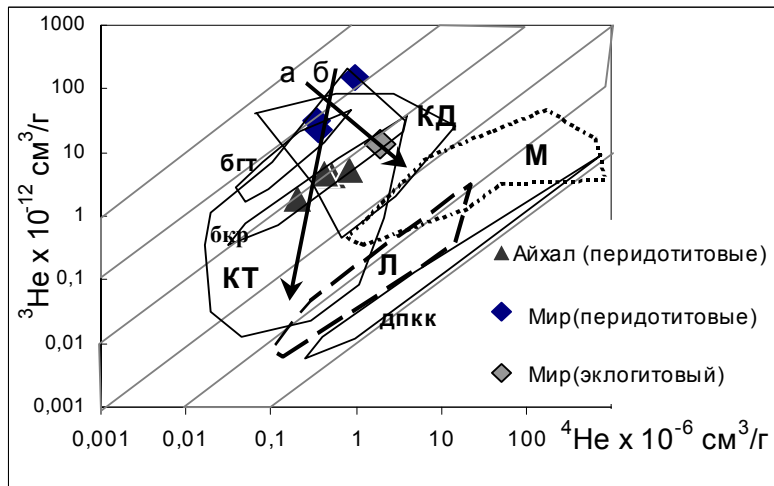


Рис. 2.8. Соотношение изотопов гелия в алмазах различного парагенезиса из трубок Якутии. Поля алмазов из кимберлитовых трубок (КТ) и даек (ДК), лампроитов (Л) и метаморфических пород (М). Поля составов древних пород континентальной коры (дпкк), базальтов горячих точек (бгт) и континентальных рифтов (бкр)

якутским алмазам позволяют проследить, что разница в субстрате существенно сказывается на кристаллах из различных трубок, даже в пределах одной провинции. Так, камни тр. Айхал, которая характеризуется почти исключительно ксенолитами истощенных алмазоносных дунит–гарцбургитов, значительно беднее  $^3\text{He}$  (рис. 2.8), чем алмазы трубки Мир, в которой отмечается целая гамма менее дифференцированных пород. Отличаются также по изотопному составу алмазы, содержащие включения различного парагенезиса. Кристаллы с минералами–узниками ультраосновной ассоциации (оливин, хромит, флогопит) богаче космогенным гелием, чем содержащие эклогитовый гранат и рутил. Таким образом, в алмазах из кимберлитовых трубок восстанавливаются две тенденции изменения изотопного состава гелия. Первая характеризуется ростом содержания радиогенного  $^4\text{He}$  и обусловлена перидотит–эклогитовым расслоением, сопровождающимся накоплением литофилов (в т.ч. U и Th) в базитовом расплаве. Вторая тенденция проявляется сильнее и отражает степень общей истощенности мантийного субстрата и обеднения легкоплавкими и подвижными компонентами (в т.ч.  $^3\text{He}$  и  $^4\text{He}$ ).

И, наконец, пресловутые «аллювиальные» алмазы, характеризующиеся наибольшим содержанием  $^3\text{He}$  и соотношением  $^3\text{He}/^4\text{He}$ . Типичными представителями этой «аномальной» группы могут быть кристаллы из россыпей Западной (Сьерра-Леоне) и Центральной (Заир) Африки, а также Бразилии. Для них характерен округлый (додекаэдрический) габитус и генетическая связь с кимберлитами или метакимберлитами (филлитами), которые обычно слагают рои даек и жил [53]. Форма кристаллов [82], изотопный состав [65] и преобладающая дайковая и пластовая форма вмещающих их тел позволяют уверенно отнести к этой группе и уральские алмазы.

Анализ изотопных данных кристаллов из россыпей Урала, полученный при поэтапном сжигании кристаллов, приведенный у И.Л. Каменского и И.Н. Толстихина [65], позволяет выделить следующие узловые моменты:

- аномально высокое отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  зафиксировано только в центре крупного кристалла алмаза и обусловлено чрезвычайно низким значением  $^4\text{He}$ ;

- от центра кристалла к его краю отмечается одновременный рост содержания обоих изотопов гелия;

- краевая часть как крупного, так и мелкого кристалла обеднена  $^3\text{He}$  и  $^4\text{He}$ .

Представляется, что наблюдаемое количественное изменение изотопов указывает на зональный характер их распределения (рис. 2.9). Синхронность поведения компонентов отражает их генетическое единство, в отличие от кокчетавских алмазов, последовательное окисление которых показало отсутствие связи между ними, и, следовательно, различную природу  $^3\text{He}$  и  $^4\text{He}$ . Таким образом, гипотезу накопления  $^3\text{He}$  под действием космического излучения можно опустить. Тем паче, что аномальное отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  отмечается только в центральной части кристалла, а не в краевой, как следовало бы ожидать.

Одновременный рост содержаний  $^3\text{He}$  и  $^4\text{He}$  от центра алмаза к краю свидетельствует о необычной среде, где проявилась эманационная дифференциация и шло накопление газов. В этом же направлении в кристалле возрастает содержание  $^{36}\text{Ar}$  (от 0,27 до  $0,28 \times 10^{-9} \text{ см}^3$ ) и  $^{40}\text{Ar}$  (от 0,073 до  $0,13 \times 10^{-9} \text{ см}^3$ ). Наблюдаемая зональность крупного алмаза и минералы–включения в нем (омфациит, железистый гранат и сульфиды) могут отражать кристаллизацию углерода в эклогитовом расплаве, сопровождающуюся накоплением флюида в остаточной жидкости.

Предельно высокое отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , обусловленное незначительным количеством радиогенного гелия, говорит о том, что исходный алмазональный субстрат был беден продуктами распада, то есть кристаллизация алмаза происходила в еще молодой мантии. Об этом же пишут М. Озима и Ш. Зашу [115, 192], которые объясняют возможность сохранения аномального изотопного отношения лишь в условиях крайнего дефицита урана, вскоре после формирования Земли.

Таким образом, высокое, по отношению к трубочным кимберлитам, содержание космогенного гелия в алмазах из месторождений Урала и, вероятно, других россыпных провинций, связано не с облучением космическими частицами в аллювии, а с древностью сформировавшегося их субстрата. Обедненность краевой части кристаллов гелием, вероятно, обусловлена последующим отжигом и диффузией изотопов в окружающий лампроитовый или кимберлитовый расплав.

На примере уральских и якутских алмазов видно, что кроме чисто «физических» механизмов, описанных в литературе и объясняющих различное содержание изотопов гелия (первичный захват, имплантация из окружающей среды, распад трития), существенную роль играют и «петрологические» причины: степень истощения мантийного субстрата, перидотит–эклогитовое расслоение, эманационное накопление в расплаве, вынос в результате отжига.

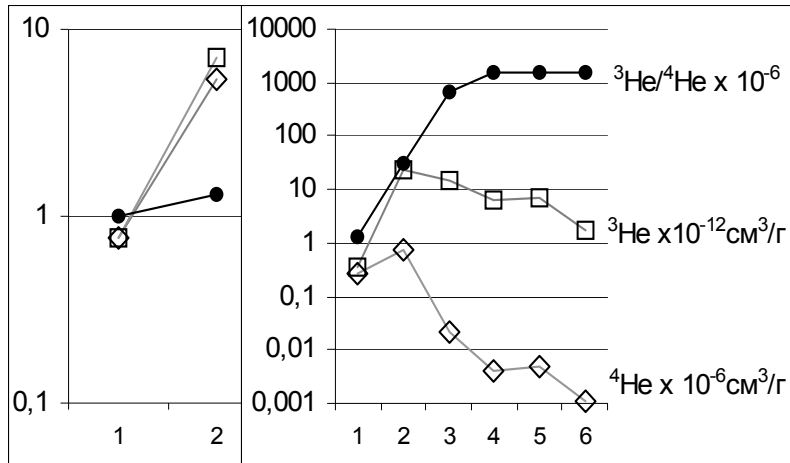


Рис. 2.9. Характер дегазации изотопов гелия при последовательном окислении мелкого и крупного уральских алмазов (по материалам Каменского, Толстихина, 1992)

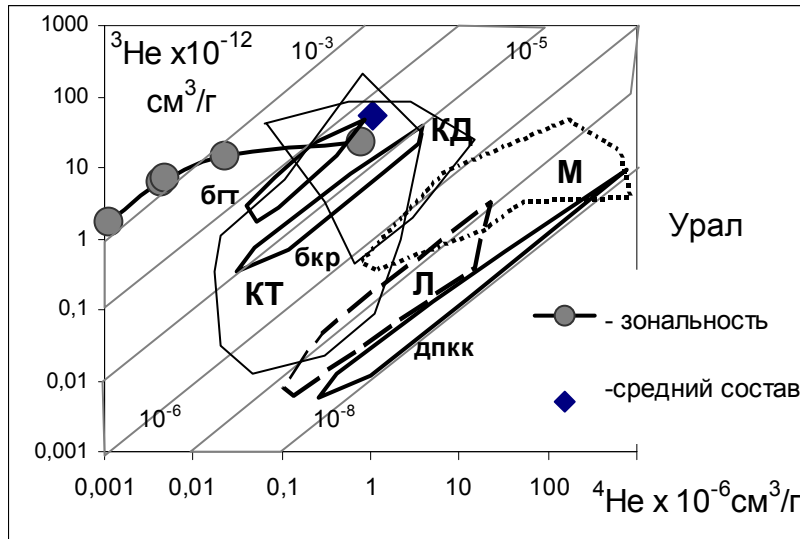


Рис. 2.10. Соотношение изотопов гелия в уральском алмазе (по материалам Каменского, Толстихина, 1992). Буквенные обозначения приведены на рис. 2.8

\* \* \*

Таким образом по изотопным характеристикам (С и Не) месторождения алмазов могут быть разделены на следующие генетические группы.

1. Кокчетавский тип - это месторождения, сформировавшиеся в метаморфических породах за счет местного углерода из коровых флюидов, богатых радиогенным гелием и тритием.

2. Западно-Австралийский тип - это алмазы, образующиеся из мантийного субстрата, обогащенного «легким» углеродом и радиогенным гелием, что роднит его с коровыми породами. Подобный источник изотопов мог возникнуть либо в результате контаминации мантии сиалическими блоками, либо в процессе продолжительного отделения и накопления легкоплавких литофилов с образованием участков «обогащенной мантии».

3. Кимберлитовый тип - это алмазы, образующиеся из наиболее глубинного вещества, сохранившего соотношения изотопов, близкие к первичным планетным. По величине  $^3\text{He}/^4\text{He}$  могут быть выделены два подтипа. Это якутский, более древний и богатый  $^3\text{He}$ , что отражает малую истощенность субстрата, и южноафриканский – значительно деплетированный и обедненный гелием

К первому подтипу относятся также алмазы из тел дайкового типа Урала, Бразилии, Западной и Центральной Африки.

## ГРАНАТЫ

### Общие сведения

Положительный опыт поиска кимберлитовых тел по высокохромистым гранатам, полученный на Сибирской платформе, предопределил пристальное внимание к ним уральских геологов-поисковиков. В Пермской области шел поиск красных и лиловых пиропов – индикаторов проявления кимберлитового магматизма. Однако кноррингитовые гранаты на большинстве алмазных месторождений Северного Урала не встречены. Еще реже они в месторождениях Среднего Урала. Несмотря на редкую встречаемость, их содержание в отдельных телах, сложенных пирокластитам, может достигать сотен зерен на 10 л (Больше-Колчимский карьер, Ефимовка, Сырая Волынка и др.).

Значительно чаще в образованиях основного алмазоносного района и за его пределами встречаются розовые и оранжево-розовые гранаты. Многократное преобладание (22:1) пироп–альмандин над хромистыми пиропами установлено и в уральских алмазах [180]. На

наличие минералов двух парагенезисов – ультраосновного и эклогитового – указывалось многими [97, 98]. Позднее на основе оптико-спектроскопических исследований было показано, что в россыпях Среднего Урала встречаются как минимум три группы гранатов [64, 160]. Глубинные минералы красного и лилового цвета связывались с перидотитами (катаклазированные лерцолиты, магниально-железистые пироксениты, гарцбургиты и равномерно-зернистые гранатовые лерцолиты), розовые и оранжевые – с магниально-железистыми и пироп-диопсидовыми эклогитами. Предполагалось также, что алмандиновые гранаты розового и оранжевого цвета происходят из метаморфических пород.

### Группировка гранатов по составу

В настоящее время накоплено более 400 микрондовых анализов гранатов (из коллекций ПГГСП «Геокарта», «Вишергеология», В.Р. Остроумова, В. Езерского, Е. Н. Черепанова, И.А. Малахова и автора) с месторождений Полюдово-Колчимского поднятия. Они позволяют говорить о присутствии как на Северном, так и на Среднем Урале, нескольких генетических типов.

Для разбраковки составов гранатов нами использовалась диаграмма в координатах Al-f (рис. 2.11). Она позволила не только разделить их на 6 групп (табл. 2.1), но и показать основной тип изоморфизма для каждой из них.

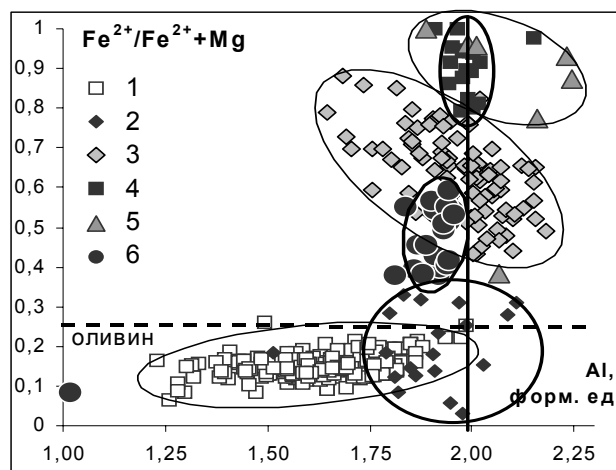


Рис. 2.11. Положение различных групп гранатов Полюдово-Колчимского поднятия на диаграмме Al-f

Таблица 2.1

**Средние химические составы гранатов  
из месторождений алмазов Северного Урала**

№ группы	1	1а	2	3	4	5	6а	6б
n	252	1	19	97	18	7	10	10
	Мас. % оксида							
SiO <sub>2</sub>	42,09	41,40	39,57	37,85	37,58	36,19	39,71	40,97
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,04	0,40	0,04	0,06	0,10	0,72	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,07	12,00	22,44	21,64	20,97	21,81	21,60	21,69
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,73	15,60	0,64	0,03	0,00	0,06	0,06	0,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,45	0,00	4,28	1,87	0,57	0,55	0,53	0,89
FeO	6,45	6,22	8,64	26,47	30,83	15,48	18,07	16,61
MnO	0,31	0,27	0,41	0,91	1,45	22,69	0,30	0,25
MgO	20,25	24,10	20,06	8,71	2,05	1,90	9,12	12,58
CaO	4,91	2,13	4,14	2,91	6,32	1,16	9,79	6,70
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,21	0,14
	Формульные единицы							
# Si	3,05	2,98	2,84	2,92	3,02	2,94	3,00	3,04
# Ti	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,04	0,02
# Al	1,63	1,02	1,89	1,97	1,99	2,08	1,92	1,90
# Cr	0,32	0,86	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
#Fe <sup>+3</sup>	0,03	0,14	0,22	0,11	0,02	0,05	0,04	0,04
#Fe <sup>+2</sup>	0,39	0,23	0,52	1,70	2,09	1,03	1,13	1,04
# Mn	0,01	0,02	0,02	0,06	0,09	1,56	0,02	0,02
# Mg	2,18	2,59	2,14	1,00	0,25	0,22	1,03	1,39
# Ca	0,38	0,16	0,32	0,24	0,54	0,10	0,79	0,53
# Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02
f	0,15	0,08	0,20	0,63	0,91	0,84	0,52	0,43

1, 2-5 – из пирокластитов Полюдово–Колчимского поднятия (по материалам ПГГСП «Геокарта», В.Р. Остроумова, В. Езерского, К.П. Казымова, И.А. Малахова, А.Б. Макеева Е. Черепанова и автора); 1а, 6а-б – из алмазов (по материалам Е.И. Шеманиной и др.)

В *первую группу*, характеризующуюся замещением Al↔Cr, попали все хромистые гранаты фиолетового, лилового и красного цвета (1,02-12,29 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). С ростом глиноземистости в них незначительно возрастает железистость (f от 0,1 до 0,2). Максимальное количество хрома (15,06 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) имеет включение пирропа в алмазе (1971).

*Гранаты второй группы* также характеризуются высокой магnezиальностью (f= 0-0,3), но бедны хромом (0-1,91 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). К ним относятся оранжевые, мутно-оранжевые и реже розовато-желтые

пиропы с Ефимовки и Большеколчимского карьера. Эти минералы встречаются в пробах только в ассоциации с высокохромистыми пиропами и очень редко без них (Дресвяная Степь).

**Третья группа** наиболее широко распространена как на месторождениях, так и в проявлениях пирокластитов за пределами главного алмазоносного района. Это розовые и оранжево-розовые зерна, для которых характерен изоморфизм  $MgAl \leftrightarrow Fe^{2+}Fe^{3+}$ .

**Гранаты четвертой группы** характеризуются высокой железистостью ( $f$  более 0,75). Основные вариации минералов сводятся к  $Mg \leftrightarrow (Fe^{2+}, Ca)$ . Сюда вошла часть гранатов с Волянки, Илья-Вож, Ефимовки и Колчимского карьера. Для них характерен светло-розовый цвет.

**Пятая группа** представлена спессартиновыми гранатами (18,4-28,31 мас.% MnO или 43-66 мол.%  $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$ ) в основном с Ефимовки.

Пироп-альмандины **шестой группы** зафиксированы в уральских алмазах и характеризуются низкой железистостью, оранжевой окраской и изоморфным замещением  $Mg \leftrightarrow (Fe^{2+}, Ca)$ .

### Морфология гранатов

Морфология гранатов отражает, с одной стороны, характер исходного субстрата, а с другой – изменения, происходящие с ними при взаимодействии с водонасыщенной пирокластикой.

Гранаты **первой группы** представлены крупными (1-2 мм и более) эллипсоидными зернами и их мелкими обломками (рис. 2.12). Вероятно, исходный гранатсодержащий перидотит напоминал булку с изюмом из-за вкрапленности относительно идиоморфных кристаллов пироба. Нередко на поверхности крупных индивидов отмечается светло-зеленая хромовая слюда, которая образует примазки и выполняет разноориентированные и субпараллельные трещины. Зафиксированы и полные слюдистые псевдоморфозы по хромовым пиробам (Ишковский карьер, Ефимовка). Практически всегда зерна граната и их обломки с поверхности корродированы.

В формировании внешнего облика минералов этой группы можно выделить три этапа. В течение **первого этапа** гранаты растрескиваются на обломки, близкие к плитчатой ромбоэдрически-кубоидной форме. Установлено, что более крупные размеры и сочные цвета характерны для изометричных зерен. Плоские осколки, как правило, бледные. Вероятно, плоскопараллельная отдельность гранатов отражает деформированность минералов и принадлежность вмещающих пород к недеплетированным катаклазированным лерцолитам.



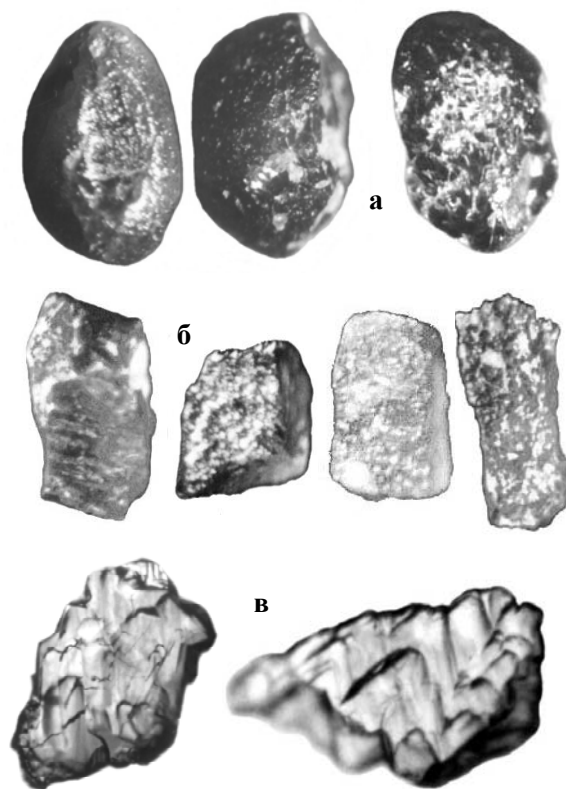


Рис. 2.12.  
Морфология  
гранатов  
первой группы  
(кноррингито-  
вые пиропы из  
ксенотуфов  
Ефимовки):  
а – крупные (1-2  
мм) округлые  
зерна;  
б – плитчатые  
обломки  
ромбоэдрически-  
кубоидной формы;  
в – уплощенные  
зерна с  
корродированной  
поверхностью

Возможно, что темные более высокохромистые пиропы с более изометричной формой осколков происходят из поздних равномерно-зернистых перидотитов. В течение *второго этапа* пиропы подвергаются коррозии. На поверхности гранатов появляется мелкая шагрень и нередко возникают более рельефные формы (черепитчатая, бугорчатая, ступенчато-штриховая). При слабой коррозии часто «проглядывает» раковистый скол, указывающий на растворение после дробления в постэксплозивную стадию. В течение *третьего этапа* происходит взаимодействие пиропы с водо-насыщенной пирокластикой и образование хромовой слюды.

На оранжевых гранатах *второй группы* не отмечены примазки поздней слюды. Зерна в основном уплощенно-неправильные, что может отражать их исходную ксеноморфную форму в материнской породе. Индивиды граната практически всегда заметно корродированы (рис. 2.13). Их поверхность часто осложнена остро-бугорчатым и черепитчатым рельефом. Общие контуры нередко ограничены несколькими субпараллельными плоскостями, придающими гранатам форму близкую к кубоиду.

Гранаты *третьей, четвертой и пятой групп* зафиксированы в виде идиоморфных ромбододекаэдров, многочисленных осколков, неправильных зерен, а также выпуклогранных (классических) кубоидов (рис. 2.14). Коррозия на индивидах этих групп проявилась слабее, чем на индивидах первой и второй групп. В основном поверхность зерен покрыта пологими бугорками. Судя по находкам отдельных гранатов, на которых зафиксировано развитие плоских полостей растворения, параллельных псевдограням, кубоиды являются результатом избирательной коррозии по ослабленным зонам, а не предельного растворения, как считалось ранее [4].

Пироп-альмандины шестой группы, встреченные в виде включений в кристаллах алмаза, представлены в основном ксеноморфными выделениями, ограниченными октаэдрическими гранями, унаследованными от алмаза-хозяина [170].

Таким образом, гранаты первой и третьей - пятой групп находились в материнских породах в виде относительно идиоморфных индивидов, а оранжевые пиропы (вторая группа) – в виде неправильных зерен.

Наиболее сильно и рельефно коррозия затронула низкожелезистые гранаты (первой - второй групп). Менее активно она проявилась на кристаллах высокожелезистых гранатов (третьей - пятой групп), где растворение привело к образованию кубоидно-мелкобугорчатой поверхности. Процессы келифитизации, т. е. псевдоморфизации, вторичной Si-содержащей слюдой зафиксированы только на хромистых пиробазах. Вероятно, именно активное растворение и замещение и обусловили редкую встречаемость малоустойчивых магнезиальных гранатов в пирокластитах Северного Урала.

### **Генетическая типизация гранатов**

Восстановление петрологических процессов, происходящих в мантии, – трудная задача, поскольку используемые для этого ксенолиты глубинных пород являются всего лишь мелкими фрагментами тел, морфология, строение и механизм образования которых представля-

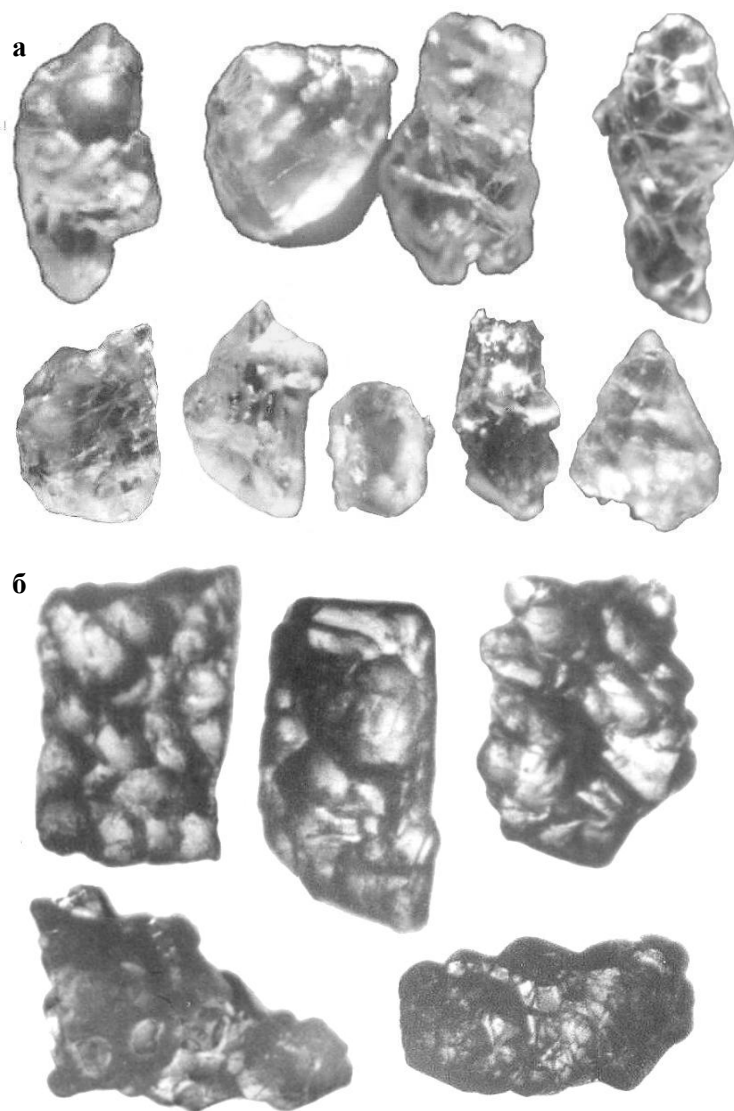


Рис. 2.13. Морфология гранатов второй группы (низкохромистые пиропы из ксенотуфов Ефимовки): а – форма зерен; б – коррозионный рельеф

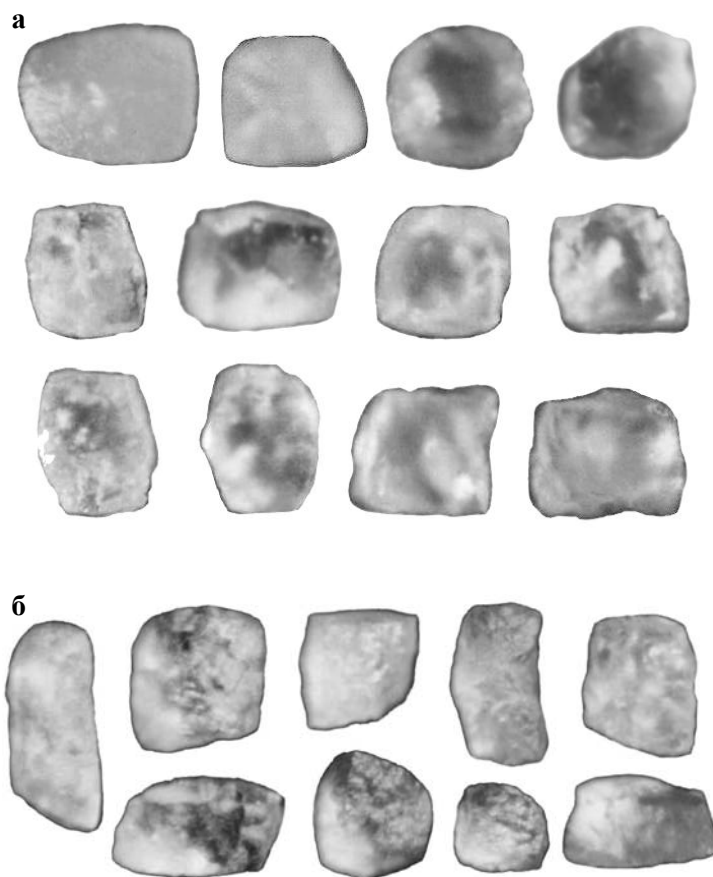


Рис. 2.14. Морфология гранатов третьей - пятой групп (кубоиды)

ются в самых общих чертах. Еще труднее воссоздавать процессы мантийного минералообразования по отдельным зернам глубинных гранатов, встречаемых в пирокластитах Северного Урала.

Гранаты, обнаруженные как включения в уральские алмазы и найденные на алмазоносных месторождениях других районов уверенно относятся к двум парагенезисам: ультраосновному и эклогитовому [98, 139, 159, 180].

### *Ультраосновной парагенезис*

На диаграмме Al-f (рис. 2.11) гранаты из гипербазитов хорошо отделяются от минералов из прочих пород по ярко проявленному изоморфизму Al $\leftrightarrow$ Cr и низкому f (0,1-0,2). Железистость кноррингитовых пиропов первой группы ниже, чем верхнее значение для гранатов из оливин-содержащих пород Якутской провинции, которое, по Н.В. Соболеву [136], равно 0,3. Именно для таких минералов и эффективна диаграмма в координатах Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – CaO. В отечественной геологии она известна как диаграмма Н.В. Соболева (1976), а в западной – Дж. Гарни (1986). Наличие составов, отвечающих гранатам из истощенных пород (дунитов и гарцбургитов, по Н.В. Соболеву или G10, по промышленной классификации Дж. Доусона и В. Стефенса), позволяет судить о перспективности той или иной кимберлитовой трубки.

Эта диаграмма помогает не только фиксировать проявившееся в мантии деплетирование, но, как нам представляется, и судить о глубинности вынесенного кимберлитами субстрата (рис. 2.15). Так, гранаты лерцолитового парагенезиса трубки Обнаженная локализованы в наиболее низкохромистой и низкокальциевой области. По А.В. Уханову и др. [147] они формировались на глубинах, отвечающих 0,8-2,6 ГПа. В область лерцолитов, более богатых Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO, попадают пиропы из трубки Мир, которые кристаллизовались при давлении 2,3-3,9 ГПа. Еще больше содержание этих компонентов в минералах из лерцолитов трубки Айхал, известной как самой богатой наиболее глубинными и истощенными ксенолитами ультраосновного состава. Из этой диаграммы видно, что рестирование, сопровождаемое образованием алмазонасных пород, проявляется только в глубинном мантийном субстрате.

Типизация в координатах Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO наиболее эффективна для гранатов первой группы Полюдово-Колчимского поднятия. Применение данной диаграммы для хромистых пиропов из пирокластитов Урала позволяет сделать следующие выводы:

- значительный размах содержания Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO может говорить о том, что деплетированию, сопровождаемому образованием алмазонасных пород, был подвержен значительный по вертикали участок мантии, или астенолит, претерпевающий длительный подъем и истощение. О том, что источником уральских алмазов не являлся локальный фиксированный очаг, свидетельствует почти полное перекрытие полей перидотитов трубок Мир и Айхал;
- поскольку на гранаты, происходящие из истощенных пород, приходится более 20 % анализов группы, можно предполагать, что

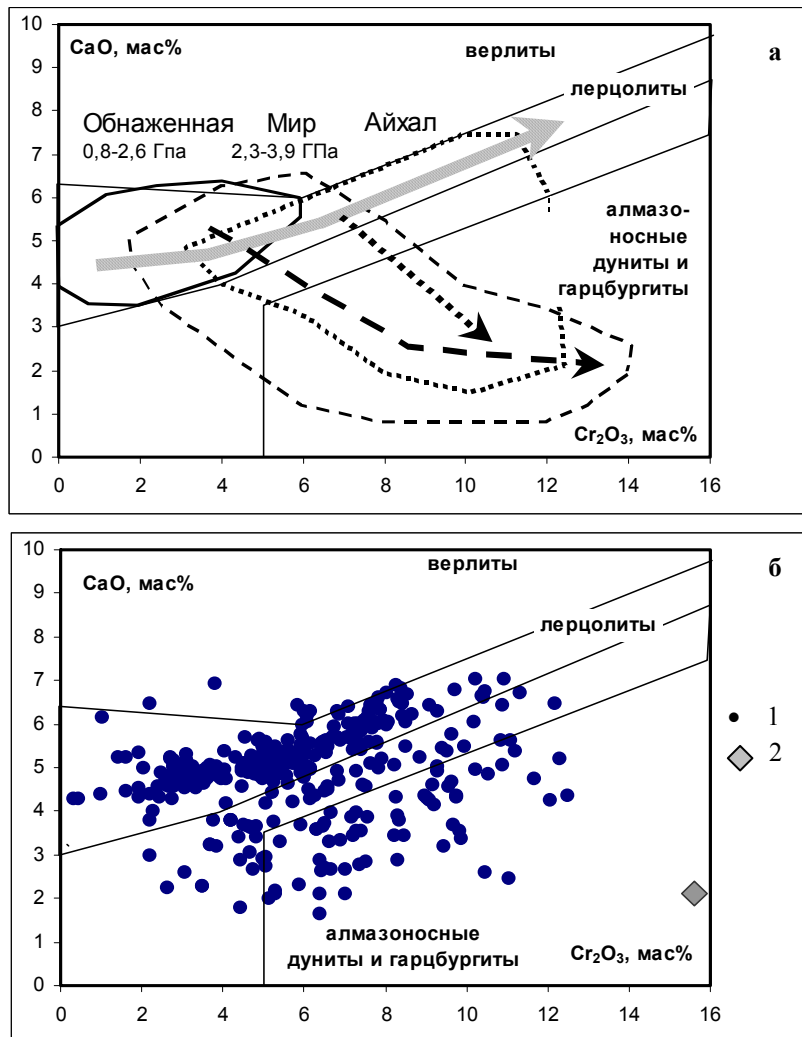


Рис. 2.15. Положение пиропов из кимберлитовых трубок Якутии (а) и гранатов первой группы из месторождений Северного Урала (б) на диаграмме Н.В. Соболева (1976): 1 - составы гранатов из пирокластитов; 2 - из включения в алмазе

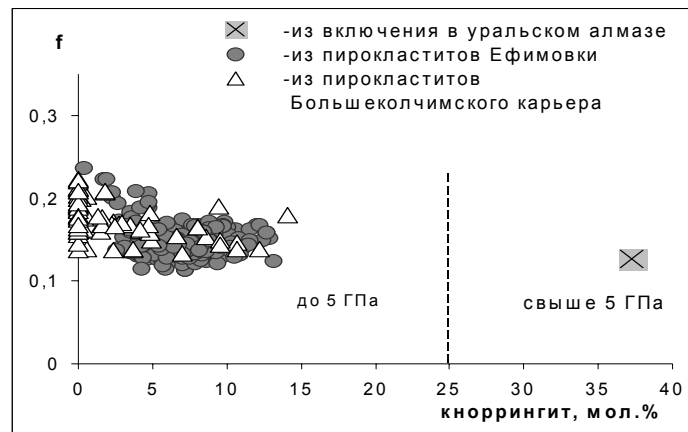


Рис. 2.16. Положение хромистых гранатов первой группы на диаграмме кноррингит–железистость (f)

алмазообразование в мантии под нынешней уральской структурой происходило довольно активно;

- состав пироба, зафиксированного в уральском алмазе [139], значительно отличается от основной массы ультраосновных гранатов высоким содержанием хрома, что может свидетельствовать об его большей глубинности и (или) истощенности вмещающих пород. Это наглядно демонстрируется на диаграмме в координатах железистость–содержание кноррингита в гранатах (рис. 2.16). Составы пиробов разместились по разные стороны линии, отвечающей 25 мол. %  $Mg_3Cr_2[SiO_4]_3$ . Именно такое количество кноррингитового компонента, по экспериментальным данным Ю.И. Малиновского с соавторами [99], может войти в пироп при давлении, равном 5 ГПа, и температуре 1200°C.

#### *Эклогитовый парагенезис*

Нацеленность исследователей на выявление хромистых пиробов ультраосновного парагенезиса привела к тому, что другие гранаты в качестве поискового признака не рассматривались. Однако и в алмазах, и в алмазоносных ксенолитах встречаются оранжевые гранаты, кристаллизующиеся из расплава основного состава. К тому же ксенолиты алмазоносных гипербазитов более редки, чем эклогитовые.

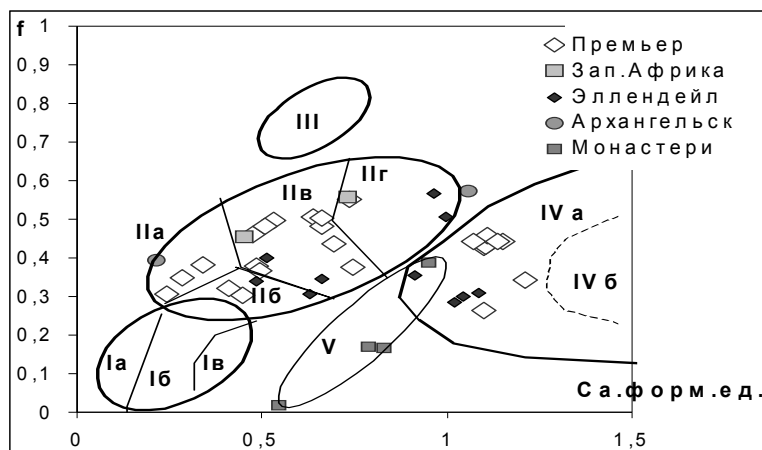
Однако с выявлением гранатов из основных пород дело обстоит сложнее, поскольку диаграмма Н.В. Соболева для этого не подходит, а других общепринятых методик нет. С целью исправления этой ситуации нами использована типизация в координатах железистость – содержание Са, поскольку именно эти параметры изменяются в эклогитовых минералах наиболее существенно. В качестве реперных точек взяты средние составы различных гранатов, вычисленные В.К. Гараниным и др. [31].

Использование предложенной диаграммы позволило отметить, что алмазы с включениями низкохромистых гранатов (рис. 2.17) связаны в основном с эклогитами двух серий – магнизиально-железистой и высокоглиноземистой. Первая серия отмечена в кимберлитах всех провинций – Архангельской и Сибирской, Западно- и Южноафриканской, а также в ксенолитах из лампроитов трубки Эллендейл. Гранаты из глиноземистых пород обнаружены в трубке Мир, их особенно много в кимберлитах трубки Премьер и лампроитах Эллендейл. Особняком стоят минералы, встреченные в виде включений в алмазах трубки Монастери (ЮАР), впервые зафиксированные Мооге и Gurney [191]. Они представлены твердым раствором клинопироксена и граната астеносферного(?) парагенезиса и отражают особо высокобарические условия (14-17 ГПа).

Нанесение на диаграмму составов гранатов установленных Г.П. Булановой и др. [17] в разных частях алмазов из трубки Мир, показало, что минералообразующая среда постепенно изменялась в направлении уменьшения железистости и особенно известковости. Поскольку в центральных частях наряду с гранатом, рутилом и омфацином зафиксировали расплавные включения, был сделан вывод о том, что кубический углерод и его захваченные минералы-узники кристаллизовались из магмы эклогитового состава.

В.К. Гаранин с соавторами [31] относят гранаты из ядерных частей алмазов и соответствующие им высокотитанистые алмазоносные эклогиты к раннему этапу кристаллизации, характеризующемуся наиболее высокими термодинамическими параметрами среды. Краевые же части алмазов росли в расплаве, отвечающем ильменит-рутиловому, а затем и биминеральному эклогиту в алмаз-пироповой и графитовой фациях глубинности. Наряду со снижением титанистости, кальциевости, натриевости и железистости эклогитовой магмы при подъеме из одной фации в другую, они указывают на увеличение доли гранатов, образующих сростания с алмазом, что говорит о его более поздней кристаллизации, чем ортосиликатов из включений.





Типизационная диаграмма для глубинных гранатов эклогитового парагенезиса различных серий: I – магнезиальной (Ia – алькремиты; Ib – ильменит-рутиловые ± алмазоносные эклогиты; Iв – высокохромистые ± алмазоносные эклогиты); II – железисто-магнезиальной (IIa – марганцовистые эклогиты; IIб – алмазосодержащие и высококремнистые эклогиты; IIв – ильменит-рутиловые ± алмазоносные эклогиты; IIг – высокотитанистые алмазоносные эклогиты); III – железистой (высокожелезистые рутиловые эклогиты); IV – глиноземистой (IVa – глиноземистые ± алмазоносные эклогиты; IVб – высокохромистые дистеновые эклогиты и гроспидиты); V – астеносферный парагенезис гранатов из включений в алмазах (тр.Монастери). Составлена по материалам В.К. Гаранина и др., 1991; Доусона, 1983; Н.В. Соболева, 1974; Мооге et al. 1985; Джейкса и др., 1989

Наблюдаемая в алмазах зональность необъяснима с позиции нормальной кристаллизации. Эволюция расплава не описывается ни боуэновским, ни феннеровским трендом, когда в остатке должны накапливаться кремний или железо с титаном. Уменьшение в магме легкоплавких компонентов (Na, Ti, Fe, Ca) и накопление тугоплавких (Mg) могут свидетельствовать только о том, что в расплавную фазу поступают продукты деплетирования все более и более истощающегося астенолита, претерпевающего устойчивое воздымание. В таком случае эклогиты являются не магматическими породами, а кумулятивными образованиями, сформировавшимися в результате отсадки или отжатия раскристаллизованных фаз. К аналогичным выводам пришел и Дж. Доусон [43], основываясь на химизме биминеральных эклогитов и данных изотопного состава.

На диаграмме f-Sa из уральских гранатов к эклогитовому парагенезису относятся минералы второй и шестой групп (рис. 2.18). Пиропы из пирокластитов Ефимовки и Большеколчимского карьера (вторая группа) попали в поле магнезиальных эклогитов (ильменит-рутиловых и высокохромистых  $\pm$  алмазонасных). Включения, установленные Н.В. Соболевым и Е.И. Шеманиной [139, 180] в уральских алмазах, относятся к магнезиально-железистым эклогитам, как и большинство «узников» в кристаллах из месторождений мира. Последние разделяются по кальциевости на две подгруппы. Первая (ба), богатая известью, связана высокотитанистыми алмазонасными эклогитами. Вторая (бб), с меньшим содержанием кальция, относится к менее глубинным, в основном ильменит-рутиловым  $\pm$  алмазонасным эклогитам. Двумодальность составов гранатов, отнесенных к магнезиально-железистым эклогитам, близка к распределению гранатов из алмазов происходящих пород основного состава трубки Мир.

Вероятно, низкохромистые пиропы, встреченные в уральских алмазах и пирокластитах, связаны с одним процессом, но их формирование было разорвано во времени. В более глубинных условиях (алмазная фация) из претерпевающего подъем астенолита выплавлялись ранние порции высокотитанистой магнезиально-железистой магмы, в которой сосуществовали алмазы и гранаты группы ба (а затем и бб). Позднее, возможно на границе с графитовой фацией, из уже истощенного субстрата генерировался магнезиальный расплав, близкий по составу к пикритовому, из которого кумулятивно отсаживались гранаты второй группы.

#### ***Метаморфический парагенезис***

На уральских месторождениях наиболее распространены гранаты с железистостью, превышающей 0,60-0,65 единиц – максимальную, по Н.В. Соболеву [136], величину для ортосиликатов из мантийных эклогитов. О их природе можно судить по ассоциации совместных минералов и включениям, а также по химическому составу самих гранатов.

Анализ совместной встречаемости показал, что альмандиновые гранаты третьей - пятой групп сопровождаются тремолит-актинолитом, эпидотом, цоизитом, метаморфическим хлоритом и лейкоксенизированным пинакоидальным ильменитом со слюдистой «бородой», октаэдрами магнетита, ставролитом и кианитом. Отмечены также включения хлорита в бледно-розовом гранате и совместные сростания с эпидотом и актинолитом (Волынка, Ефимовка, Илья-Вож и др.). Нередко сам гранат имеет идиоморфные очертания и содержит

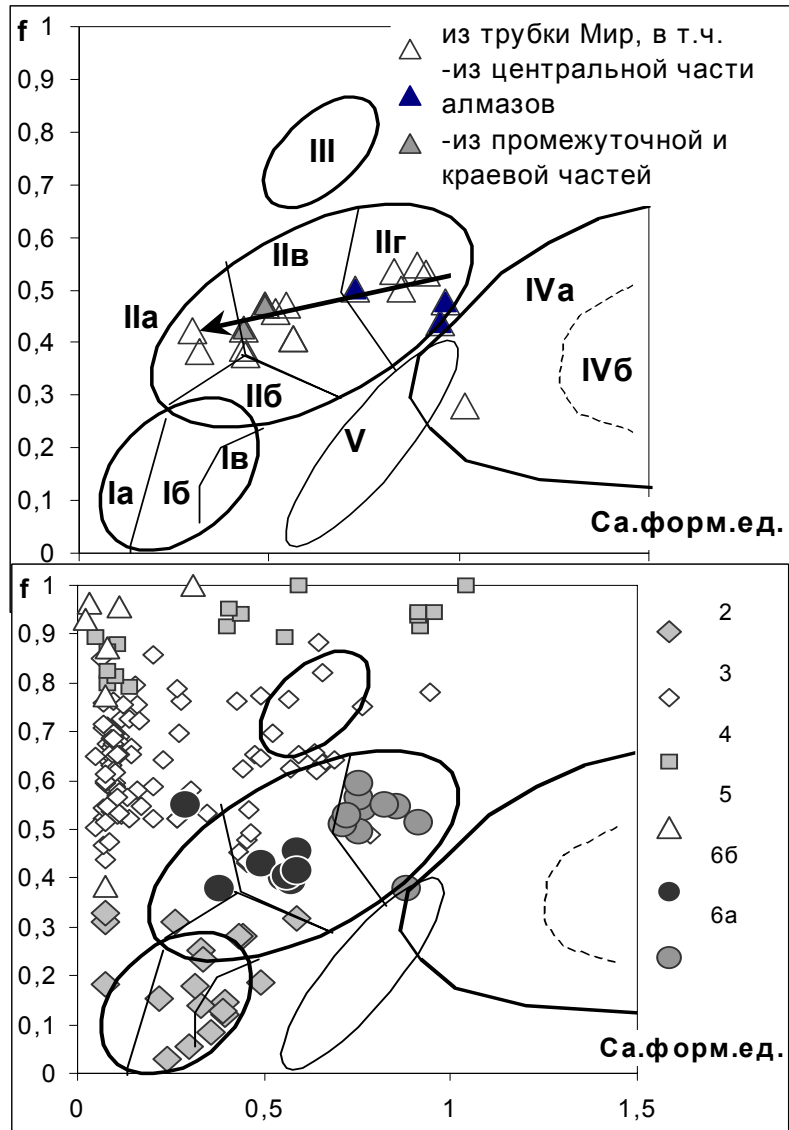


Рис. 2.18. Диаграмма f-Sa для включений в алмазах трубки Мир и гранатов из месторождений Северного Урала: римскими цифрами обозначены поля мантийных эклогитов (смотри рис. 2.17), арабскими—группы уральских гранатов из пирокластитов (2-5) и алмазов (6а, б)

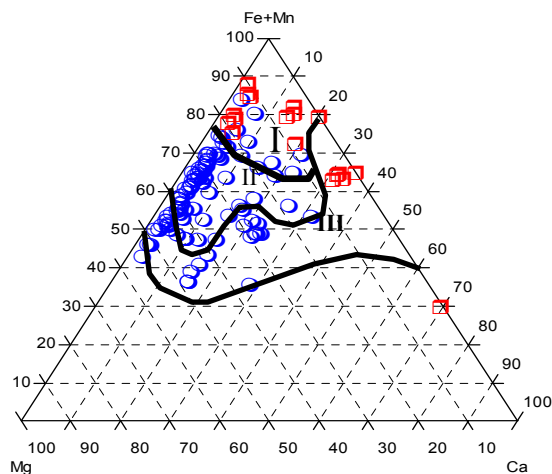


Рис. 2.19. Положение гранатов на диаграмме Mg – (Fe+Mn) – Ca. Цифрами обозначены поля гранатов различных фаций метаморфизма, по Н.В. Соболеву (1970): I–эпидот-амфиболитовой; II–амфиболитовой; III–гранулитовой. Кружочки – пироп-альмандины третьей группы, квадраты – альмандины четвертой группы

внутри много мелких рудных включений, что может говорить о его метаморфической природе (метакристаллы).

Химический состав также свидетельствует о коровой природе минералов третьей - пятой групп. Они относятся к пиропальспитам, точнее пироп-альмандинам (третья группа), альмандинам (четвертая группа) и альмандин-спессартинам (пятая группа) – характерным минералам метаморфических комплексов. Из опыта изучения подобных образований известно, что пироп-альмандины типичны для пород амфиболитовой и гранулитовой фаций глубинности, а альмандины и спессартин-альмандины – для эпидот-амфиболитовых комплексов [72, 137]. Использование треугольной диаграммы Н.В. Соболева в координатах Mg – (Fe+Mn) – Ca (рис. 2.19) показало, что светло-оранжевые и розовые гранаты третьей группы, вероятнее всего, происходят из пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Менее многочисленные светло-розовые альмандины (четвертая группа) тяготеют к зеленым сланцам (эпидот-амфиболитовая фация). Спессартиновые гранаты, как известно, являются наиболее низкотемпературными и могут возникать на заключительной стадии становления многих пород, относительно обогащенных марганцем. Отсутствие признаков окатанности на альмандиновых гранатах может свидетельствовать об их захвате алмазоносным флюидным потоком не из терригенных образований, а из комплексов, в которых они формировались, с глубин порядка

0-20 км (эпидот-амфиболитовая фация) и служить индикатором пребывания минералов в агрессивной флюидонасыщенной пирокластике.

\* \* \*

В пирокластитах Полюдово-Колчимского поднятия отмечаются разнообразные гранаты, которые формировались в различных условиях. Их изучение позволило установить следующее.

Самым древним гранатом является хромистый пироп, обнаруженный в виде включения в алмазе (группа 1а). Высокое содержание кнорригитовой составляющей (37,3 мол.%) позволяет считать, что он формировался на глубинах более 150-170 км, вероятно, задолго до кристаллизации хромистых пиропов первой группы.

Далее алмазообразование сосредоточивается в первых порциях выплавляемой высокотитанистой эклогитовой магмы в головной части воздымающегося астенолита. В процессе его подъема степень деплетирования увеличивается, и состав магмы становится более магниезальным. В это время кристаллизуются большая часть алмазов и оранжевые гранаты шестой группы.

Тот факт, что кроме как в алмазах глубинные минералы (группы 1а и 6а,б) в месторождениях не встречаются, может говорить о том, что мантийный субстрат претерпел впоследствии значительные изменения, и ранние пиропы сохранились лишь запечатанными в кубическом углероде.

Большая часть мантийных гранатов, установленных в пирокластитах и аллювиальных продуктах их разрушения, формировалась несколько позднее в графитовой и верхах пироп-алмазной фаций глубинности. Совместная встречаемость в месторождениях оранжевых пиропов из магниезальных эклогитов и лиловых гранатов из перидотитов, главным образом истощенных, позволяет считать их комплементарными продуктами одного, уже значительно деплетированного, субстрата. Флюидизация продуктов мантийного минералообразования и вынос пиропов к поверхности сопровождалась замещением хромистой слюдой и коррозией, которые на многих месторождениях привели к их полному уничтожению.

Преобладающие в алмазоносных пирокластитах железистые пироп-альмандины, альмандины и альмандин-спессартины происходят из метаморфических комплексов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций глубинности. Будучи захваченными алмазоносным флюидом вместе со своими парагенетическими спутниками (эпидот, актинолит, хлорит, ильменит, магнетит, кианит и ставролит), они подверглись частичной коррозии. Несмотря на генетическую и временную оторванность метаморфических пиральспитов от мантийного

минералообразования, проявленные на них формы растворения (выпуклогранные кубоиды с мелкобугорчатой поверхностью) могут являться поисковым признаком проявления агрессивной алмазоносной пирокластике.

Таким образом, изучение глубинных гранатов позволило вновь показать, что на Урале зафиксированы два глубинных парагенезиса – эклогитовый и перидотитовый, на которые, как и в других регионах Мира, приходится максимумы алмазоносности. Установлена дискретность минералообразования, связанная со скачкообразным(?) подъемом мантийного диапира и относительно резкой сменой состава выплавляемой эклогитовой магмы (высокотитанистая → ильменит-рутиловая → магнезиальная). Диагностирован новый для региона тип гранатов, происходящий из магнезиальных эклогитов и являющийся так же, как и фиолетовые пиропы, продуктом значительного истощения мантийного субстрата и имеющий такое же поисковое значение. Однако среди гранатов не встречены представители высокоглиноземистых эклогитов и гроспидитов, столь характерные для лампроитов, и собственно кимберлитовые пиропы (группа G2 Дж. Доусона и группы вторая и третья В.К. Гаранина и др.).

## ПИКРОИЛЬМЕНИТ И ИЛЬМЕНИТ

### **Пикроильменит**

Наиболее детально особенности химического состава глубинных магнезиальных ильменитов рассмотрены В.К. Гараниным с соавторами [32].

Они определили два основных тренда изменения состава пикроильменитов. Рост содержания гематитовой составляющей и уменьшение гейкилитовой в ильменитах отмечается при переходе от лерцолитов к другим перидотитам – оливинитам, верлитам и пироксенитам с графической структурой, в том числе крупнозернистым – пегматоидным. В кимберлитах пикроильмениты с подобными химическими составами представлены отдельными ксеноморфными зёрнами, закономерными (графическими) сростаниями с пироксеном и крупными желваками обычно с округлой поверхностью, имеющими агрегатное строение. В зарубежной литературе последние называются мегакристами. Причину проявления этого тренда объясняли [32] дифференциацией расплава в условиях падения температуры и, главным образом, давления и роста окислительного потенциала.

Обратная тенденция (рост гейкилита и уменьшение гематита) обнаружена в пикроильменитах из включений в гранатах, которые сла-

гают в кимберлитах крупные желваки округлой формы. Образование этих агрегатов связывается [32] с кристаллизацией остаточной магмы, характеризующейся совмещением магнезиального и железисто-магнезиального парагенезисов.

Кроме минералов, в которых проявляются вышеуказанные тенденции изменения химического состава, существуют еще низкомагнезиальные ильмениты из эклогитов и эклогитоподобных пород, а также пикроильменит из основной массы кимберлитов. Последний представлен микрокристаллами и каймами на крупных желваках, попавших в диатремы при дезинтеграции мантийных перидотитов. Он богат гейкилитовой составляющей и связан с кристаллизацией собственно кимберлитового расплава.

Таким образом, в алмазонасных трубках встречаются как ксеногенные ильмениты из дифференцированного мантийного материала, так и собственные микрокристаллы основной массы.

Приведенные в литературе [32, 61, 123, 143] анализы железотитанистых оксидов из включений в алмазе, из алмазонасных перидотитов (которые в настоящее время связываются с истощенной мантией) и катаклазированных лерцолитов (считающихся первичным мантийным субстратом) позволяют наметить еще один тренд эволюции состава ильменита. Он обусловлен глубинным рестированием гипербазитового материала, сопровождающимся образованием наряду с алмазом высокомагнезиального пикроильменита, обедненного  $Fe_2O_3$ .

Для лампроитов также характерны две группы ильменитов. Одни (мегакристы) происходят из мантийных пород, захваченных лампроитовой магмой. Составы оксидов и глубинных ксенолитов [40, 190] позволяют считать, что они образуются, главным образом, в пегматоидных перидотитах и ильменит-пироксеновых сростках с графической структурой (рис. 2.20). Мелкие зерна из основной массы лампроитов (микрокристаллы) беднее мантийных пикроильменитов гематитовой и гейкилитовой составляющей. В них обнаруживается тенденция увеличения собственно ильменитового минала. Она, вероятно, обусловлена связыванием магния кристаллизующимися порфиридовидными выделениями оливина и флогопита, падением его содержания в расплаве и выносом из обломков ксеногенных пикроильменитов. С. Хагерти [187] назвал этот тренд «реакционным». Незначительное содержание нормативного гематита отражает восстановительный характер флюидов лампроитовой магмы.

Таким образом, кимберлиты и лампроиты содержат ильмениты как собственные (пикроильмениты и пикроильменит-ильмениты с

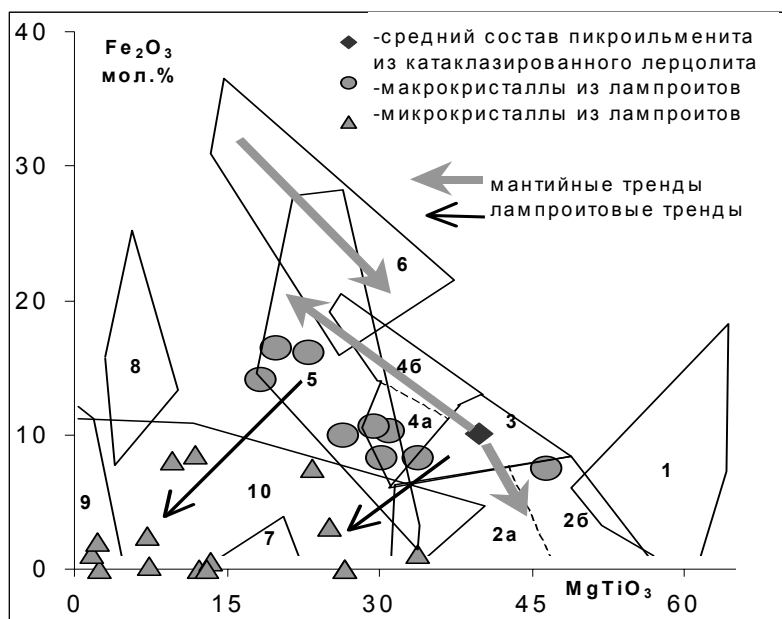


Рис. 2.20. Типизационная диаграмма для ильменита (построена по материалам Гаранина и др., 1984; Джейкса и др., 1989; Илупина и др., 1990; Митчелла и др., 1991; Похиленко и др., 1976; Специуса и др., 1990). Поля пикроильменитов: 1-микрокристаллов из основной массы кимберлитов, 2-включений в алмазы (а) и алмазоносные ильменитовые перидотиты, 3- из катаклазированных неистощенных лерцолитов, 4-из пироксенитов с графической структурой распада (а) и верлитов (б), 5- желваков ( из кимберлитов и лампроитов), 6-включений в гранатовых желваках, 7-эклогитов, 8-эклогитоподобных пород, 9-габброидов и щелочных пегматитов, 10-карбонатитов и микрокристаллов из основной массы лампроитов

низкой гематитовой составляющей), так и ксеногенные мантийные минералы ряда пикроильменит-гематит.

Все **пикроильмениты**, встреченные на *Северном Урале*, образуют ксеноморфные и округлые зерна размером до 2 мм. По составу их можно разделить на 4 группы (рис. 2.21, табл. 2.2). *Первая* наиболее магнизальная и довольно многочисленная группа, вероятно, связана с алмазоносными перидотитами. Их аналогом в кимберлитах Якутии является минерал из ксенолита ильменит-пиропового лерцолита трубки Удачная, описанный Н.П. Похиленко и др. [123].



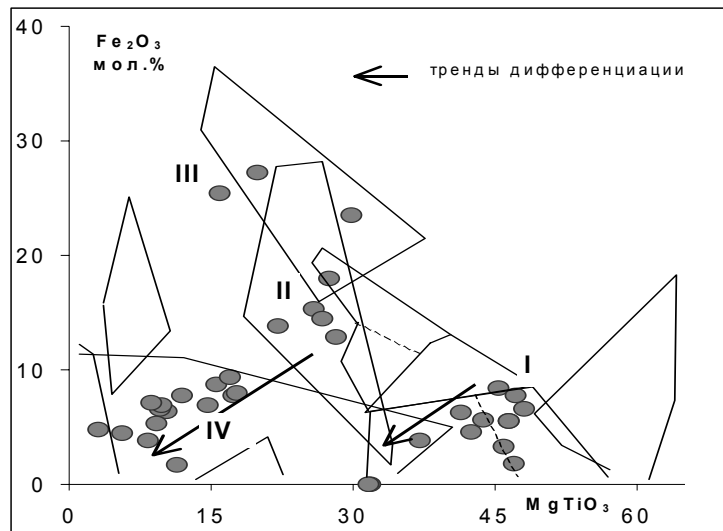


Рис. 2.21. Положение пикроильменитов из алмазных месторождений Северного Урала на типизационной диаграмме  $MgTiO_3$ - $Fe_2O_3$ : I, II, III, IV – группы уральских пикроильменитов

Таблица 2.2

**Средний состав групп и зональных пикроильменитов из алмазных месторождений Полюдово–Колчимского поднятия\***

	Группы				Зональные индивиды			
	I	II	III	IV	Волянка		Ефимовка	
n	11	5	3	15	центр	край	центр	край
	Масс. %							
TiO <sub>2</sub>	50,90	45,93	41,04	50,02	50,09	50,92	50,9	48,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,65	0,50	1,30	0,01	0,4	0	0,66	0,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,65	1,22	0,28	0,38	6,29	6,6	3,63	3,38
FeOt	31,29	42,65	49,69	48,21	31,24	31,79	33,63	44,09
MnO	0,15	0,49	1,58	0,86	0	0	0,24	0,18
MgO	12,12	7,09	6,06	3,07	11,14	9,91	12,72	2,84
	Мол. %							
MnTiO <sub>3</sub>	0,14	1,00	3,22	1,58	0,00	0,00	0,49	0,41
MgTiO <sub>3</sub>	44,60	26,06	21,85	11,31	41,31	37,09	45,32	11,32
FeTiO <sub>3</sub>	49,89	58,06	49,57	80,74	52,46	59,12	45,74	86,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,37	14,88	25,37	6,37	6,23	3,78	8,45	1,68

\* Рассчитан по материалам В.А. Ветчанинова, В.А. Езерского, В.В. Жукова, И.А. Малахова, С.П. Пьянковой, И.С. Степанова и др.

*Вторая группа* попадает в поле составов желваков ильменита, которые формируются в пегматоидных перидотитах. *Третья* – сопоставима с ильменит–гранатовым сростками, кристаллизующимся из наиболее богатых флюидами и кислородом остаточных расплавов.

*Четвертая группа* образует практически непрерывный тренд в сторону обогащения ильменитовой составляющей и, вероятнее всего, сравнима с собственно лампроитовыми минералами. Об этом же свидетельствует обедненность магнием и окисным железом краевых частей некоторых зерен ксеногенных пикроильменитов (табл. 2.2). Индивиды с подобной зональностью зафиксированы Г.В. Жуковым на Волынском месторождении и В.А. Езерским на Ефимовке.

Таким образом, наиболее богатая магнием часть пикроильменитов Полудово-Колчимского поднятия формировалась в мантии при истощении гипербазитового субстрата. В тугоплавком алмазонасном рестите перидотитового состава кристаллизовались минералы первой группы. Пикроильмениты второй и третьей групп со значительной гематитовой составляющей связаны с возникающими при рестировании пегматоидными расплавами ультраосновного состава, богатыми флюидами и кислородом. Более бедная магнием часть пикроильменитов Северного Урала образовалась в лампроитовой (?) магме как путем обычной кристаллизации, так и в результате реакционного изменения мантийных ильменитов.

### ***Ильменит***

Ильменит и псевдоморфозы по нему являются весьма распространенными среди пирокластитов Северного Урала и продуктов их дезинтеграции. Для него характерны в различной степени уплощенные ромбоэдрически-пинакоидальные кристаллы – от псевдооктаэдрических до пластинчатых. Отмечаются как гладкогранные, так и реберные индивиды (рис. 2.22). Нередко они замещены частично или полностью лейкоксеном. Иногда встречаются слюдистые (серицитовые) «бороды», ориентированные параллельно уплощенности кристаллов. Реже ильменит отмечается в сростании с хлоритом.

Комковатые выделения характерны для железо-титанистых оксидов, включенных в центральные части метаморфических гранатов – розовых и желтовато-розовых. Тонкие пластинчатые выделения зафиксированы по плоскостям спайности в таблитчатом желтовато-зеленом ортопироксене.

Химический состав ильменита из пирокластитов относительно однороден. Наиболее существенные вариации обусловлены изоморф-

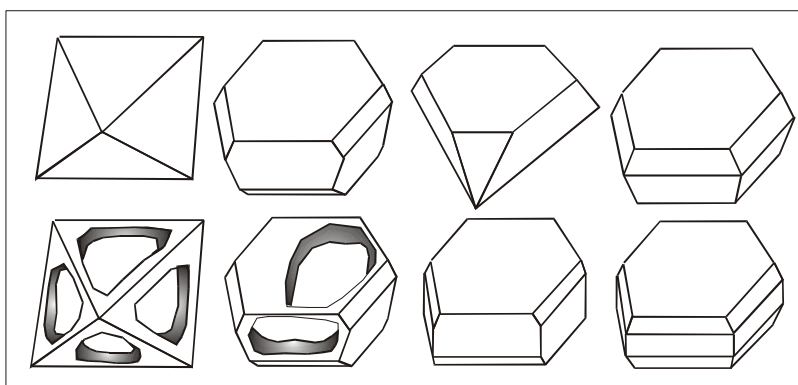


Рис. 2.22. Морфология кристаллов ильменита и лейкоксеновых псевдоморфоз по нему из пирокластитов Северного Урала

ным замещением железа и марганца. Содержание пирофанитовой ( $MnTiO_3$ ) составляющей изменяется от 0 до 13 мол. %.

Ильменит, встреченный в виде включения в ортопироксене, отличается повышенным нормативным содержанием гейкилита (3,3-3,4 мол. %) и, вероятно, образуется при распаде твердого раствора титанистого пироксена из альпинотипных гипербазитов. Железо-титанистый оксид из пикритовых тел Буркочимского участка наряду с высоким содержанием марганца обогащен магнием. Отсутствие в самих пирокластитах ильменитов с составами, близкими к минералам из пикритов и (альпинотипных?) пироксенов, может свидетельствовать о их иной природе.

Включения ильменита в хлорите и розовом гранате, сростания со слюдой и частый идиоморфизм зерен, вероятно, отражают его метаморфическое происхождение. Оксиды подобной природы не являются экзотическими и отмечались в метаморфизованных сланцах Восточной Сибири [32] и хлоритовых породах п-ова Таймыр [37].

Некоторая оторванность части фигуративных точек ильменитов от большинства метаморфических минералов в правой высокомарганцевой области диаграммы (рис. 2.23) позволяет предположить присутствие железо-титанистых оксидов из других источников. Так, ильмениты с высоким содержанием пирофанитовой составляющей известны в основной массе лампроитов (3-13 мол. %  $MnTiO_3$  [190]) и кимберлитов, обогащенных карбонатом, – например, в породах из трубки Премьер или в дайках Западной Африки (8,5-15 мол. %  $MnTiO_3$ ) [83, 153].

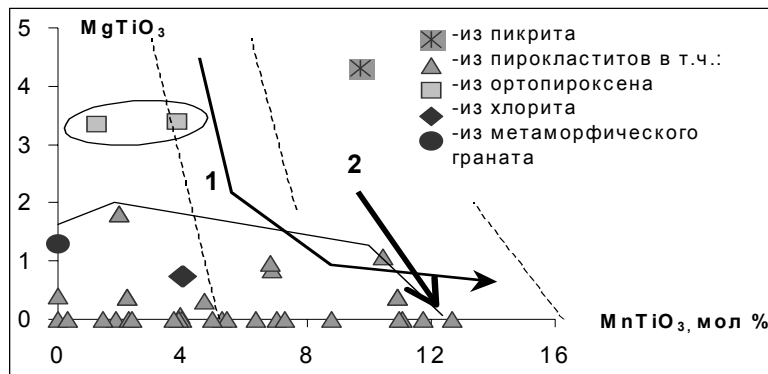


Рис. 2.23. Положение ильменитов из алмазных месторождений Северного Урала на диаграмме  $MnTiO_3$ – $MgTiO_3$ . Эволюционные тренды поздних ильменитов из лапроитов (1) и кимберлитов, обогащенных карбонатным материалом (2)

Они так же, как и метаморфические минералы, характеризуются идиоморфизмом зерен. Отсутствие в настоящее время сростков с типоморфными минералами не позволяет надежно определить природу богатых пирофанитом ильменитов.

\* \* \*

Таким образом, железо-титановые оксиды в пирокластитах характеризуются различным составом и происходят из разнообразных источников. Пикроильмениты формировались в мантии и лампроитовом расплаве. Ильмениты попали в алмазные тUFFы из метаморфических пород и альпинотипных гипербазитов (?). Вероятно, пирофанитовые ильмениты могли кристаллизоваться в магме (кимберлит-) лампроитового состава.

#### ХРОМШПИНЕЛИДЫ

##### Общие сведения

Специалисты, ведущие поиски на территории Пермской области, традиционно рассматривали хромшпинелиды как генетические спутники алмазов. Хромиты являются самыми распространенными минералами в тяжелой фракции и поэтому самыми изученными. Сделано огромное количество микрозондовых анализов. Определен химический состав сотен зерен. Однако все генетические построения сводились к выявлению минералов алмазного парагенезиса с содержанием  $Cr_2O_3 > 62 \text{ мас.}\%$ .

## Химический состав

Для выявления особенностей химического состава хромшпинелидов Полюдово-Колчимского поднятия рассмотрено около 500 анализов минералов, отобранных как из пирокластитов, так и продуктов их дезинтеграции. Большая часть анализов была выполнена в разные годы для геологов ПГТСП «Геокарта», меньшая – для В.Р. Остроумова и автора.

На бинарной диаграмме Al-Cr фиксируется непрерывный тренд от низко- до высокохромистой шпинели (рис. 2.24-2.25). В его пределах фигуративные точки образуют несколько скоплений, по которым может быть выделено шесть групп (табл. 2.3). Самыми редкими являются высокохромистые ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  61-65 мас. %) и высокоглиноземистые ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  35-42 мас. %) шпинелиды, чья встречаемость не превышает 2,5 %. Наиболее часты представители третьей группы, которые составляют 55 % проанализированных зерен.

Прямая зависимость между Cr и  $\text{Fe}^{2+}$  и их обратная связь с Mg и Al, позволяют предполагать, что наиболее ярко проявлен изоморфизм между хромитом и шпинелью. Содержание  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$  изменяется от 18 до 67 мол. %, а  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$  – от 3 до 69 мол. %. Менее существенна роль MnO (0-3,2 мас. %),  $\text{TiO}_2$  (0-5,1 мас.%) и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0-22,7 мас%). Такие компоненты как Ti и  $\text{Fe}^{3+}$  начинают замещать Cr в октаэдрической позиции в минералах первой-четвертой групп при максимальных для данного района значениях.

Таким образом, в хромшпинелидах Полюдово-Колчимского поднятия отражены два типа изоморфизма – Mg, Al  $\leftrightarrow$   $\text{Fe}^{2+}$ , Cr и Cr  $\leftrightarrow$  Ti,  $\text{Fe}^{3+}$ .

Первый является преобладающим. Считается, что он связан с мантийным рестированием и характеризует переход от неистощенных гипербазитов к истощенным [67, 108].

Второй тренд фиксирует незначительно проявившееся в алмазоносных пирокластитах замещение нормативного хромита ульвошпинелью (до 12 мол.%) и магнетитом. Этот тип изоморфизма отмечается как в метаморфизованных хромитовых рудах [95, 108], так и в кристаллах, образующихся из магмы пикритового, кимберлитового или лампроитового составов [152, 190].

### Генетическая типизация

Поскольку пород магматического облика среди алмазоносных пирокластитов Урала пока не встречено, выяснение природы хромшпинелидов весьма актуально для определения состава субстрата, в котором они формировались, количества источников и т.д. Для фор-

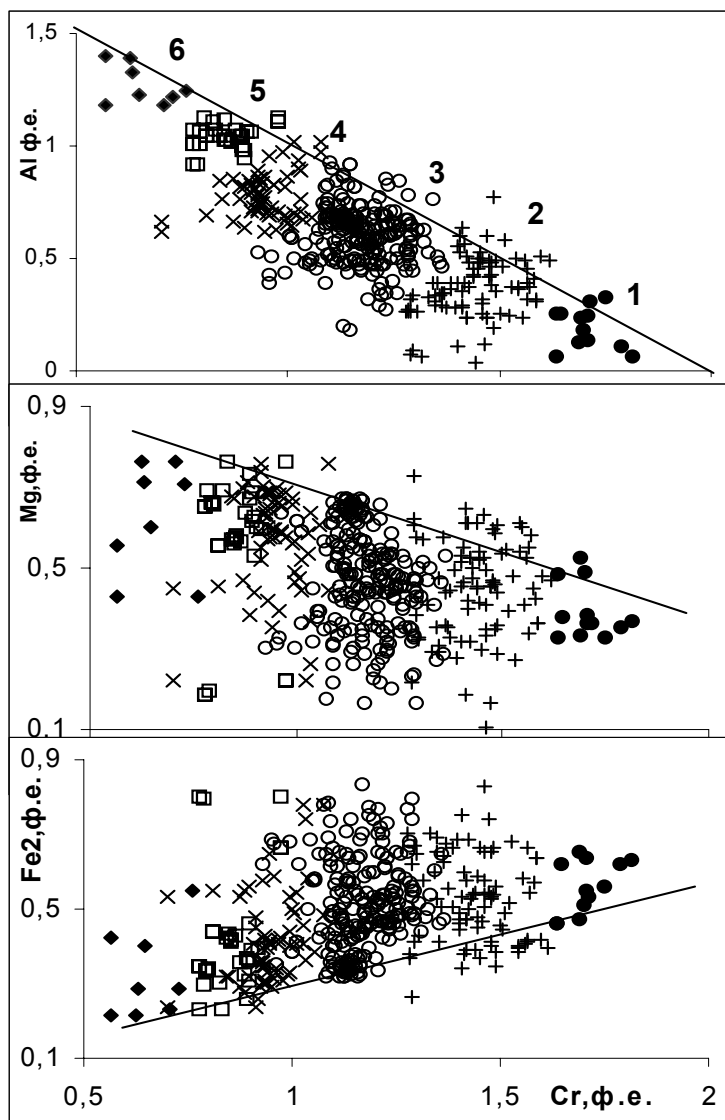


Рис. 2.24. Распределение Al, Mg Fe<sup>2+</sup> относительно Cr в шпинелидах из пирокластиков Северного Урала. Цифрами обозначены группы шпинелидов

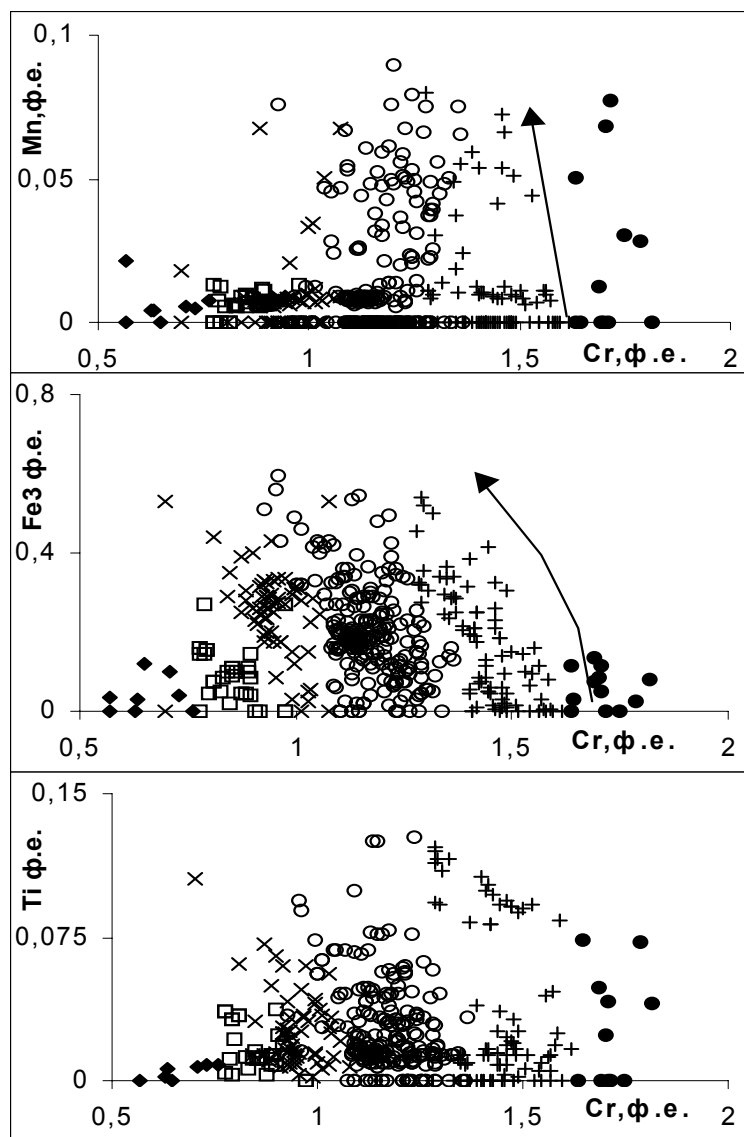


Рис. 2.25. Распределение Mn, Fe<sup>3+</sup>, Ti относительно Cr в шпинелидах из пирокластитов Северного Урала. Стрелками показано изменение составов, связанное с метаморфизмом хромшпинелидов

Таблица 2.3

**Средние содержания компонентов в хромшпинелидах различных групп из алмазных месторождений Полюдово–Колчимского поднятия**

	Группы хромшпинелидов					
	1	2	3	4	5	6
n	11(2,5%)	86(20%)	239(55%)	60(14%)	28(6,5%)	7(2%)
	Мас. % оксида					
SiO <sub>2</sub>	0,13	0,19	0,13	0,20	0,30	0,06
TiO <sub>2</sub>	1,03	1,36	1,06	1,12	0,74	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,04	9,40	16,00	21,31	29,41	37,80
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	62,76	54,29	45,60	38,74	35,81	29,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,88	5,68	7,10	9,55	2,83	3,77
FeO	20,55	21,02	21,34	22,07	19,42	14,99
MnO	1,31	0,57	0,62	0,32	0,26	0,28
MgO	7,75	9,03	9,97	12,53	12,78	15,12
	Формульные единицы					
Si	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ti	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,00
Al	0,20	0,37	0,61	0,78	1,04	1,29
Cr	1,71	1,44	1,17	0,95	0,85	0,67
Mn	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Mg	0,40	0,45	0,48	0,58	0,57	0,65
Al	0,20	0,37	0,61	0,78	1,04	1,29
Fe <sup>2+</sup>	0,57	0,53	0,50	0,41	0,42	0,34
Fe <sup>3+</sup>	0,06	0,16	0,20	0,25	0,09	0,05
	Молекулярные %					
MgAl <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	9,74	17,61	29,25	37,37	47,48	60,57
MgCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	28,54	25,87	17,31	19,15	9,53	4,99
FeCr <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	53,70	44,00	39,69	27,47	34,36	29,41
FeFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	3,12	8,18	9,75	12,65	6,41	4,39

мационной типизации гипербазитов, в которых кристаллизовались хромсодержащие оксиды, использовались диаграммы в координатах Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>2+</sup>+Mg – Fe<sup>3+</sup>/Fe<sup>3+</sup>+Cr+Al [190], Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>2+</sup>+Mg – Cr / Cr +Al +Fe<sup>3+</sup> [120] и Al–Cr–Fe.

Наиболее эффективная методика разделения кимберлитовой и лампроитовой шпинели была предложена Р. Митчеллом. Она основана на различии поздних собственно магматических производных.

Р. Митчел установил, что хромшпинелиды, встречающиеся в лампроитах, делятся на четыре группы. Он показал, что существует ксеногенный тип (первая группа), сформировавшийся задолго до образования любых магматических очагов в результате мантийного рестирования. Таким образом, хромиты первой группы являются общими



для кимберлитов и лампроитов и не могут свидетельствовать о составе захватившего их позднее расплава. Дальнейшая эволюция магмы скажется на типе появившейся шпинели – магнезиальной в кимберлитах и железистой в лампроитах. Направленной к (магно)магнетиту и (магнезиальной) ульвошпинели.

Для диагностики лампроитовых шпинелидов Р. Митчелл предлагал использовать диаграммы и граничные значения для четырех генетических групп (рис. 2,26, табл. 2,4). Собственно лампроитовыми являются идиоморфные кристаллы (вторая группа) и каймы, отдельные ксеноморфные выделения в основной массе (третья и четвертая группы), железистость которых больше 0,4.

К сожалению, на диаграмме Митчелла лампроиты различных типов (например, оливиновые Австралии и низкотитанистые и глиноземистые мадупитовые Испании) не различаются по составу шпинелидов. Схожи также по составу оксидных минералов породы Архангельской области с кимберлитами других провинций, несмотря на некоторую обогащенность глиноземом.

В настоящее время известны промышленные месторождения ювелирных алмазов, связанные с кимберлитовой или лампроитовой магмой. Поэтому казалось, что использование методики Митчелла позволит определить состав расплава, вынесшего уральские алмазы к земной поверхности. Шпинелиды из алмазоносных пирокластитов Полюдово-Колчимского поднятия образуют на диаграмме компактное облако, перекрывающее поля первой и второй групп. И если по железистости часть из них попадает в поле лампроитовых, то по другим параметрам не соответствует им. Нет среди уральских образцов с высоким содержанием магнезиальных магнетита и ульвошпинели, типичных для кимберлитов. Таким образом, в месторождениях алмазов Северного Урала нет собственно магматической шпинели, по которой можно судить о составе магмы, а отмечаются лишь минералы первой группы, которые формировались в мантии.

Кроме алмазоносных пирокластитов Полюдово-Колчимского поднятия проявления родственных им магматитов известны на Среднем Тимане и Урале. Шпинелиды из монтичеллитовых кимберлитов Среднего Тимана (трубка Умбинская), лампроитов Кольского п-ова (Костомукша), Куйбасса и Шеинского карьера (Южный Урал) также попадают в поле первой группы. Пока не объясним тот факт, что кристаллы хромита в лампроитах Южного Урала, образующие сростки с флогопитом, диопсидом и являющиеся явно магматическими, а не ксеногенными, лампроитовую природу пород не подтверждают.

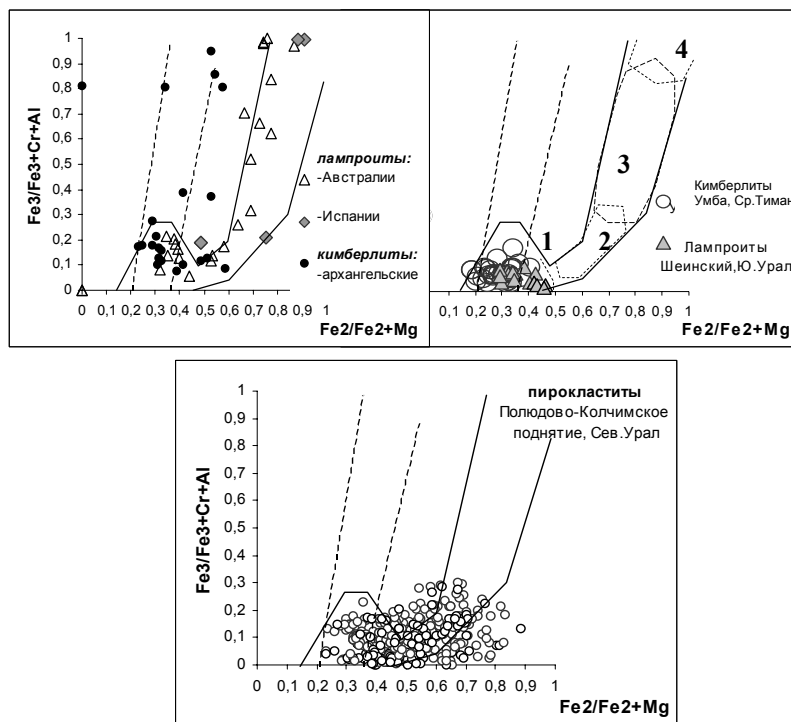


Рис. 2.26. Положение составов хромшпинелидов на диаграмме Митчелла Цифрами (1-4) показаны генетические группы хромшпинелидов

Таким образом, ни в североуральских пирокластитах, ни в кимберлитах и лампроитах Урала и Тимана собственно кимберлитовой или лампроитовой магматической шпинели не установлено. Это может говорить о том, что в Урало-Тиманской провинции развиты образования, специфику которых еще предстоит осознать.

Поскольку шпинелиды Полюдово-Колчимского поднятия не кристаллизовались в алмазонасных магматитах, логично расширить круг поисков в целях выявления их исходной породы. Для этого была использована диаграмма Н.А. Панеях (рис. 2.27), позволяющая выделить три крупные генетические группы. Это магматические хромиты расслоенных интрузий, кристаллизующиеся в коре (1), минералы альпинотипных комплексов, формирующиеся при истощении мантийного субстрата (2) и породообразующие шпинелиды верхней мантии, установленные в составе нодулей в кимберлитах и щелочных базальтах (3).

Таблица 2.4

**Типизационные параметры Митчелла для шпинелидов из лампроитов и их значения в лампроитах Урала и Кольского п-ова**

№ группы		TiO <sub>2</sub> мас. %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> мас. %	Cr/Cr+Al	Fe <sup>2+</sup> / Fe <sup>2+</sup> +Mg	Примечание	
Группы Митчелла	1	<1	>10	<0,75	<0,5	Мантийные, перидотитовые (ксенокристаллы в лампроитах)	
	2	1-5	1-10	0,75-0,9	0,4-0,75	Собственно лампроитовые (идiomорфные кристаллы, каймы и ксеноморфные зерна)	
	3	>5	<1	>0,9	>0,75		
	4	>10	-	-	-		
Мурсий-Алмерия, Испания	2	1,03-4,52	0,23-3,04	0,93-0,99	0,47-0,75	Мадупитовые лампроиты	идиоморфн. включ. в оливине
	4	6,83-12,28	0,13-0,22	0,06-0,29	0,88-0,91		неправильные зерна
Шейнский, Юж. Урал	1	0,41-0,51	7,02-8,06	0,83-0,85	0,28-0,35	Меланократовый (1) и лейкократовый (2) лампроиты (идиоморфные кристаллы в основной массе)	
	2	0,21-0,58	11,26-18,1	0,65-0,83	0,29-0,53		
Куйбасс		0,05-0,71	5,01-6,29	0,85-0,89	0,27-0,47	Лампроит (Лукьянова, 1999)	
Костомукша		0-0,47	7,94-8,14	0,84	0,29-0,31	Лампроит	
Северный Урал	1	0-0,29	1,5-8	0,84-0,96	0,48-0,66	Идиоморфные микрокристаллы и крупные округлые зерна, реже – рудные агрегаты	
	2	0-5	0,9-20	0,66-0,98	0,27-0,88		
	3	0-5,1	4,4-25	0,51-0,75	0,32-0,83		
	4	0-4,3	17-27	0,41-0,59	0,24-0,77		
	5	0-1,6	26-32	0,38-0,47	0,23-0,81		
	6	0-0,4	35-42	0,29-0,38	0,23-0,35		

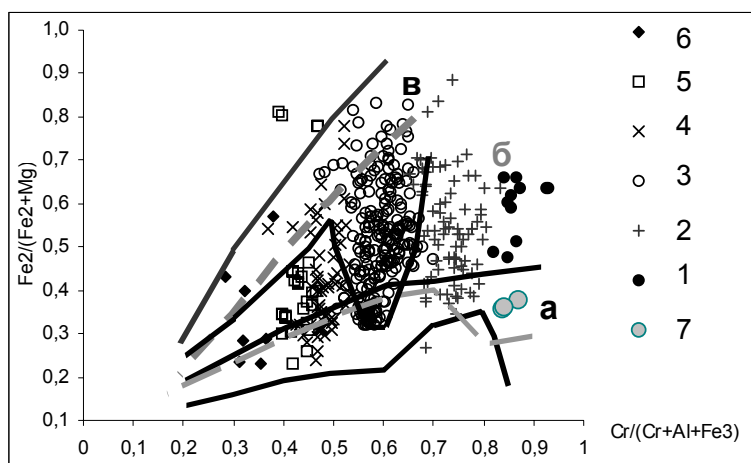


Рис. 2.27. Положение составов хромшпинелидов на диаграмме Панея-ха: из пирокластитов (1-6) и из включений в уральских алмазах (7). Поля перидотитовых нодулей из кимберлитов и щелочных базальтов (а), офиолитовых (альпинотипных) (б) и стратиформных (базальтоидных) (в) гипербазитов

Североуральские хромшпинелиды, несмотря на широкий разброс по железистости и хромистости, попадают в поле альпинотипных гипербазитов. Максимум анализов приходится на среднехромистую часть, которая перекрывается также полем глиноземистых руд из расчлененных комплексов. Кстати, включения хромшпинелидов из уральских алмазов обособляются от минералов пирокластитов и располагаются в области перидотитовых нодулей в кимберлитах

Более однозначные выводы дает применение традиционной типизации в координатах  $Al-Cr-Fe^{3+}$  (рис. 2.28). Хромшпинелиды Полюдово–Колчимского поднятия образуют облако, перекрывающее все известные на Приполярном и Южном Урале производные мантийного рестрирования: от лерцолитов и гарцбургитов гарцбургитового комплекса до гарцбургитов и дунитов дунит-гарцбургитового и дунитового комплексов. Отмечаются и фигуративные точки, попадающие в область предельно обогащенную хромом, даже по сравнению с хромитами, включенными в уральские алмазы. Кроме того, на диаграмме видно, что наряду с составами, которые можно назвать первичными, широко представлены и вторичные, измененные в процессе метаморфизма хромитовых залежей.

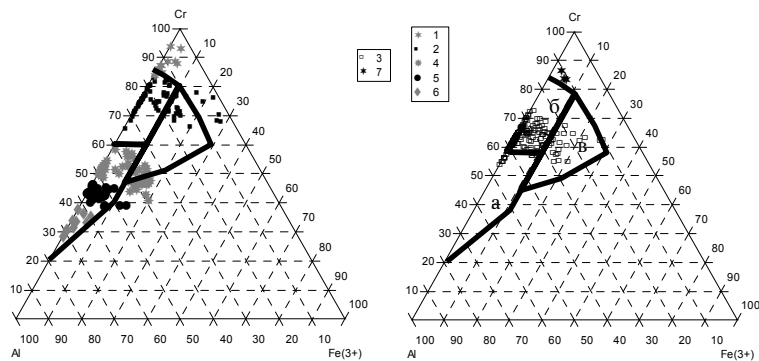


Рис. 2.28. Положение хромшпинелидов из алмазных месторождений Северного Урала на диаграмме Al-Cr-Fe<sup>3+</sup>: группы из пирокластитов (1-6) и алмазов (7); поля шпинелидов из гарцбургитового (а) и дунит-гарцбургитового (б) комплексов и метаморфизованных руд (в) офиолитов Урала

Таким образом, шпинелиды пирокластитов образовались в процессе рестирования мантийного субстрата, были выведены в составе протрузии в условия коры, где подверглись метаморфизму, и только затем были захвачены алмазоносной флюидно-магматической колонной. Следовательно, шпинелиды, самые распространенные на месторождениях Северного Урала глубинные минералы, не являются генетическими спутниками алмаза.

### Морфология хромшпинелидов

Обычно хромшпинелиды представлены отдельными зернами. Изредка отмечаются срастания, которые могут быть фрагментами массивных хромитовых руд (Илья-Вож, Ябуровская, Няр). По форме зерен хромшпинелиды можно разделить на ксеноморфные и идиоморфные. Первые образуют крупные округлые выделения с матовой поверхностью размером 0,5-1,5 мм. Вторые представлены в основном мелкими (0,1-0,5 мм) октаэдрическими кристаллами. Их ребра обычно в той или иной мере сглажены. Реже отмечаются грани тетрагонтриоктаэдра и ромбододекаэдра.

По аналогии с кимберлитами Сибири крупные ксеноморфные выделения хромшпинелида с округлой «оплавленной» поверхностью относились к ранней (мантийной) ассоциации и назывались «кимберлитовыми». В противоположность им мелкие кристаллы связывались с местными источниками, а позднее ассоциировались с микрокристал-

лами из основной массы (кимберлитов или лампроитов). Накопленный к настоящему времени фактический материал позволяет говорить о том, что это не так.

Несмотря на некоторые вариации химических составов, их средние значения отличаются незначительно. Оба морфологических типа попадают в третью, наиболее многочисленную группу (табл. 2.5, рис. 2.29). Самым существенным различием между шпинелидами является чуть большая железистость мелких идиоморфных кристаллов.

Хромшпинелиды, образующие агрегаты и срастания, близки к средним значениям выделенных морфологических групп (табл. 2.6). Более магнезиальными являются зерна с примазками хромовых хлоритов (Илья-Вож, Ефимовка) и обломки хромитовых руд с хлоритом и уваровитом (Няр). Повышенной железистостью характеризуются фрагменты хромитов с магнетитом, сульфидами (Илья-Вож «Малютка») и крупные одиночные кристаллы шпинелида, включенные в обломок серпентинита (Ябуровская).

Такое распределение составов может говорить о том, что эти две группы хромшпинелидов являются рудными и аксессуарными производными одного гипербазитового субстрата. Более крупные ксеноморфные магнезиальные минералы формировали рудные тела, а мелкие идиоморфные кристаллы, отличающиеся повышенной железистостью, – рассеянную вкрапленность. Обогащение железом может происходить и в массивных рудах при их существенном метаморфизме, как, например, наблюдается в магнетит-хромитовом агрегате проявления «Малютка».

#### Хромшпинелиды из включений в алмазах

Шпинелиды, образующие включения в алмазах, и минералы из основной массы пирокластитов имеют различный химический состав и образуют на диаграмме Панеяха самостоятельные поля (рис. 2.27). Даже самые высокохромистые разности первой группы отличаются весьма существенно. Особенно это заметно по содержанию нормативного магнохромита и хромита: 15-40 и 44-66 мол.%, против 50-52 и 30-35 мол.% – во включениях.

Сопоставление хромитов-узников алмаза показало, что для различных месторождений характерны свои особенности (рис. 2.30). Так наибольшие вариации по содержанию  $TiO_2$  имеют хромшпинелиды трубок Мир и Удачная. Вероятно, это связано с присутствием на этих объектах глубинных ультраосновных ксенолитов различного состава: от магнезиальных до ильменитовых [147]. Наименее бедны  $TiO_2$  и богаты MgO шпинелиды из трубки Айхал, для которой характерны но-

Таблица 2.5

**Вариации составов шпинелидов разных морфологических групп**

	Мелкие идиоморфные зерна			Крупные округлые зерна		
	содержание (мас.%, форм. ед)			содержание (мас.%, форм. ед)		
	min	max	среднее	min	max	среднее
SiO <sub>2</sub>	0	0	0,00	0,00	0,80	0,33
TiO <sub>2</sub>	0	4,8	1,34	0,13	5,14	1,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,63	22,33	15,72	3,94	28,80	15,55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,84	50,78	43,30	30,10	59,59	42,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,58	19,9	8,70	3,52	23,58	9,75
FeO	18,21	27,88	21,59	15,52	37,09	24,00
MnO	0	2,02	0,58	0,00	1,59	0,20
MgO	3,22	12,16	8,64	5,52	18,03	13,65
Ti	0,00	0,12	0,03	0,00	0,12	0,05
Al	0,39	0,82	0,60	0,16	0,98	0,57
Cr	0,58	1,30	1,12	0,72	1,58	1,06
Mn	0,00	0,06	0,02	0,00	0,05	0,01
Mg	0,16	0,56	0,42	0,28	0,81	0,63
Fe <sup>2+</sup>	0,44	0,80	0,56	0,19	0,72	0,36
Fe <sup>3+</sup>	0,04	0,59	0,24	0,12	0,67	0,32
Параметры рассчитаны по материалам В.А. Езерского (р.Ефимовка)						

дули исключительно алмазоносных и потенциально алмазоносных магнезиальных оливинитов, дунитов и гарцбургитов.

Составы хромшпинелидов из уральских алмазов не выходят за пределы вариаций включений. Повышенное содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и промежуточное положение между трубками Айхал и Удачная по FeO–MgO позволяют считать, что формирование уральских хромитов алмазной ассоциации происходило в магнезиальном дунит-гарцбургитовом субстрате. Незначительные вариации состава шпинелидов могут говорить об относительной однородности мантии в отличие от сложно дифференцированной в районе трубки Мир.

**Зональность хромшпинелидов и минеральные включения в них**

В шпинелидах Полюдово–Колчимского поднятия установлены включения амфибола, пироксена и флогопита. Их химический состав приведен в табл. 2.7. В хромите из пирокластитов Вольнского месторождения В.В. Жуков обнаружил выделение округлой формы, представляющее собой совместное срастание пироксена и флогопита.

Слюда характеризуется минимальной железистостью. Близкие значения имеют и флогопиты из алмазов (рис. 2.31). Скорее всего, это

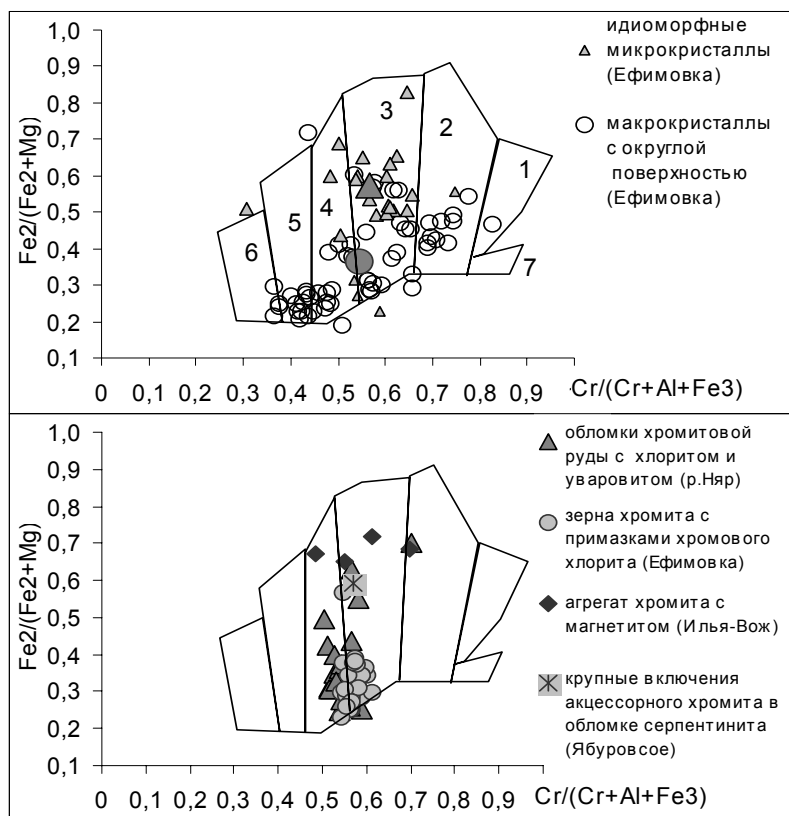
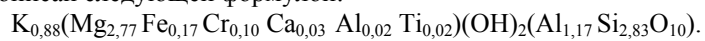


Рис. 2.29. Положение хромшпинелидов на диаграмме  $Cr/(Cr+Al+Fe^3) - Fe^2/(Fe^2+Mg)$ : 1-6 – морфологические группы минералов в пирокластитах; 7 – из включений в алмазах

отражает одинаковый механизм их кристаллизации при истощении гипербазитового субстрата. Однако уральская слюда является более глиноземистой, чем минералы из перидотитов и слюдистых пород кимберлитовых трубок. Повышенное содержание алюминия свидетельствует об образовании на меньших глубинах. Ее состав может быть описан следующей формулой:



Пироксен отвечает хромдиопсиду с формулой  $Ca_{0,97}(Mg_{0,94}Fe_{0,06}Cr_{0,04})Si_{1,98}O_{6,00}$ . Его состав наиболее близок к минералам из истощенных пород дунит-гарцбургитового комплекса (рис. 2.32).



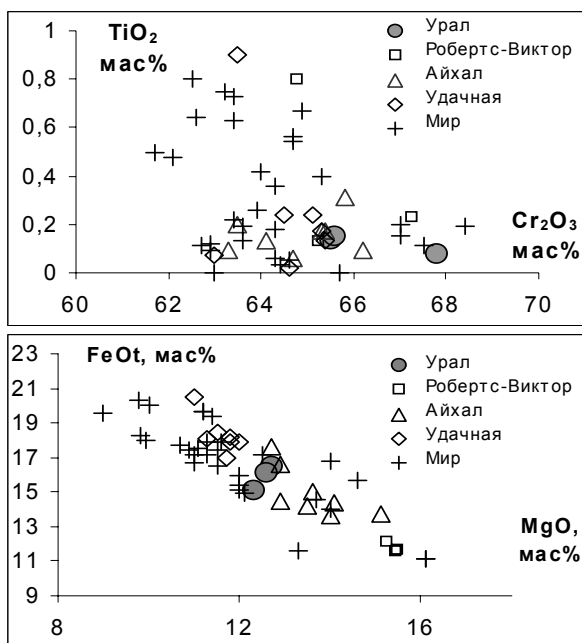


Рис. 2.30.  
Соотношения  
TiO<sub>2</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и  
FeO<sub>общ</sub>-MgO в  
хромшпинелидах  
из алмазов

Таблица 2.6

Составы шпинелидов из различных агрегатов Северного Урала

n	Среднее содержание (мас. %, форм. ед)				
	1	2	3	4	5
n	40	2	27	4	1
SiO <sub>2</sub>	0,13	0,13	0,00	0,11	0
TiO <sub>2</sub>	0,63	0,63	0,72	0,28	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,46	17,46	16,55	10,41	19,35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	45,99	45,99	44,05	43,02	44,91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					16,30
FeOt	20,71	20,71	24,13	23,21	26,89
MnO	0,17	0,17	0,31	0,00	0,28
MgO	14,59	14,59	13,53	6,26	8,52
Al	0,64	0,64	0,61	0,42	0,73
Cr	1,13	1,13	1,10	1,17	1,13
Mg	0,67	0,67	0,63	0,32	0,40
Fe <sup>2+</sup>	0,32	0,32	0,36	0,68	0,59
Fe <sup>3+</sup>	0,22	0,22	0,28	0,40	0,13

Зерна хромшпинелидов с хлоритовой каймой с Ефимовки (1) и Илья-Вожа (2), обломки хромитовых руд с уваровитом, хлоритом с Няра (3) и с магнетитом с Илья-Вожа (4), зерно крупного аксессуарного хромита в обломке серпентинита с Ябуровской (5).  
Коллекции В.А. Езерского (1), И.И. Чайковского (2, 5), К.П. Казымова (3), Елизаветинской партии (4).

Таблица 2.7

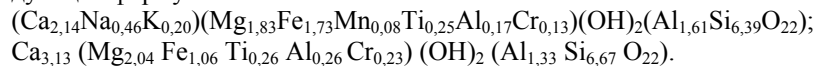
**Состав хромшпинелидов из уральских алмазов  
и шпинелидов, содержащих включения силикатов, мас. %**

	Хромшпинелид из алмаза			Волынка			Илья-Вож (3529-11)			
	16-76	124-76	124-762	шпинелид	включения		шпинелид	включение амфибола	шпинелид	включение амфибола
№ ан.	1	2	3		пироксен	флого-пит				
SiO <sub>2</sub>	0	0,02	0,05	0	54,25	39,9	0	44,67	0	47,59
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,14	0,15	0	0	0,45	1,74	2,36	1,67	2,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,36	5,44	5,65	6,96	0	14,19	17,11	10,53	12,4	9,61
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	67,8	65,5	65,6	43,86	1,34	1,92	39	1,23	42,92	2,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	19,57	0,12	2,69	11,17	0	13,06	0
FeO	15,1	16,5	16,1	22,42	2,06	0,24	21,2	14,45	18,81	9,08
MnO	0,26	0,44	0,33	0,9	0	0	0	0,66	0,93	0
MgO	12,3	12,7	12,6	6,12	17,35	26,20	9,65	8,59	10,07	9,8
CaO	0	0	0	0	24,87	0,42	0	13,98	0	20,84
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0	0	1,67	0	0
K <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	9,69	0	1,09	0	0
Сумма				99,83	99,99	95,70	99,87	99,22	99,86	101,49

Анализы 1-3 –коллекция Е.И. Шеманиной; 4-6 – В.Р. Остроумова и В.В. Жукова; 7-10 – Елизаветинской партии, ПГГСП «Геокарта»

И пироксен, и флогопит с Волынского месторождения, образующие совместное включение, отражают принадлежность хромита к альпинотипным гипербазитам. Округлая форма выделения может говорить о том, что силикаты кристаллизовались из расплава, формирующегося в процессе истощения ультраосновного субстрата.

Включения амфиболов размером 10 и 4 мкм зафиксированы в хромшпинелидах с р. Илья-Вож. Они характеризуются весьма необычным составом для ультраосновных пород. По соотношению железистости и Al<sup>IV</sup> относятся к чермакиту-феррочермакиту и имеют следующие формулы:



Чермакиты известны в метаморфических породах и отмечены в амфиболитизированных габброидах из альпинотипных комплексов Полярного Урала [90]. Однако признать метаморфической природу минералов р. Илья-Вож трудно, поскольку они образуют сингенетические вроски в хромшпинелидах, а не примазки. От Са-амфиболов в целом они отличаются избыточным количеством кальция (> 2 форм. ед.).

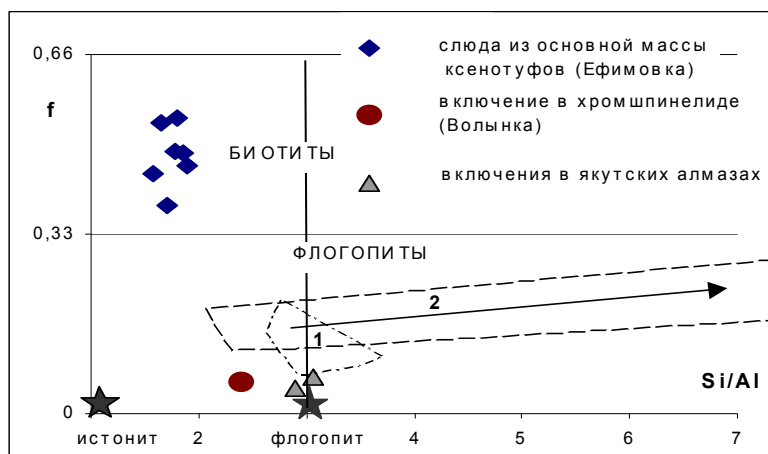


Рис. 2.31. Положение состава флогопита из включения в хромите на диаграмме Si/Al – f. Поля флогопита из глубинных включений в кимберлитах (1) и из основной массы кимберлитов и лампроитов (2); звездочками показаны теоретические составы минералов, стрелкой – направление дифференциации слюд в кимберлитах и лампроитах

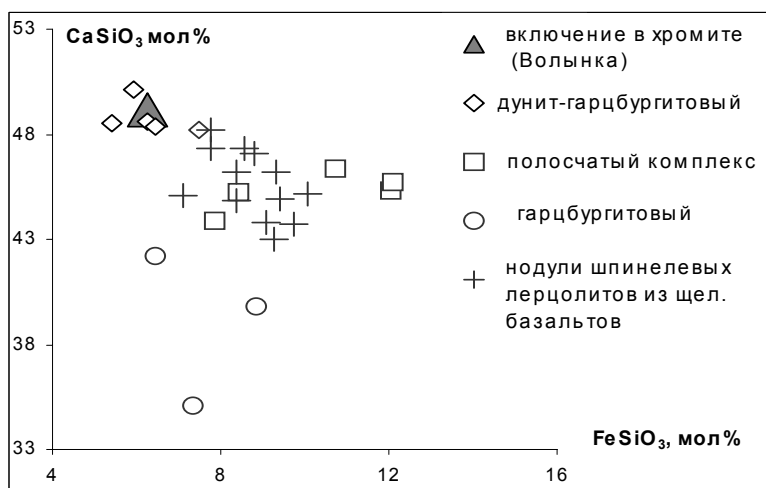


Рис. 2.32. Положение пироксена из включения в хромите на диаграмме FeSiO<sub>3</sub>–CaSiO<sub>3</sub> (построена по материалам Аникина, 1994; Малахова, 1983; Макеева, 1992)

Повышенное содержание CaO по отношению к фемичным компонентам может говорить о том, что субстрат, из которого формировались чермакиты, содержал нормативную алюмосиликатную фазу – плагиоклаз. Пересчет химического состава амфиболов на вероятный силикатного расплава показывает, что он мог отвечать магме оливин-габбрового состава (полевоы шпат - 22-25, диопсид - 53-66 и оливин - 13-21 мол. %).

Присутствие чермакитов в шпинелидах самой распространенной третьей группы (рис. 2.33), к которой относятся и все обломки массивных хромитовых руд, позволяет предполагать, что формирование этих минералов происходило из силикатной части, содержащейся в рудном оксидном расплаве.

Накопленные аналитические данные по зональности зерен (табл. 2.8, рис. 2.34) свидетельствуют о том, что состав шпинелидов эволюционировал во времени. Причем наблюдаются две тенденции их изменения от центра к краевой части зерен. Для мелких и крупных октаэдрических кристаллов характерно увеличение  $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$  при постоянном значении  $Cr/Cr+Al+Fe^{3+}$ . В крупных ксеноморфных зернах и реже микрокристаллах наблюдается одновременное увеличение железистости и хромистости.

Первая тенденция изменения состава, судя по идиоморфизму кристаллов, характерна для акцессорных шпинелидов, рассеянных в основной массе гипербазитов. Увеличение железистости в них отражает кристаллизационную дифференциацию в определенном объеме породы. Кроме того, акцессорные минералы более чутко реагируют на проявившийся позднее метаморфизм.

Вторая тенденция фиксируется в основном в ксеноморфных крупных зернах рудных хромитов. Вероятно, причиной проявления зональности является дифференциация гипербазитового субстрата в результате продолжающегося рестирования. О прогрессивной направленности этого процесса может свидетельствовать не только увеличение содержания Cr и Fe в шпинелиде, но и уменьшение железистости выплавляемых фаз от более глиноземистых групп к хромистым (от шестой к первой). Так, в третьей группе содержатся включения (амфиболы) с  $f=48,5-34,2$ , а во второй (диопсид и флогопит) с  $f=6,2-5,9$ .

Одновременное нахождение на месторождениях Полудово-Колчимского поднятия низко-, средне- и высокохромистых шпинелидов может говорить о том, что гипербазитовый массив, послуживший их источником, содержал реликты исходного неистощенного лерцолитового субстрата и высокодифференцированные породы дунитового

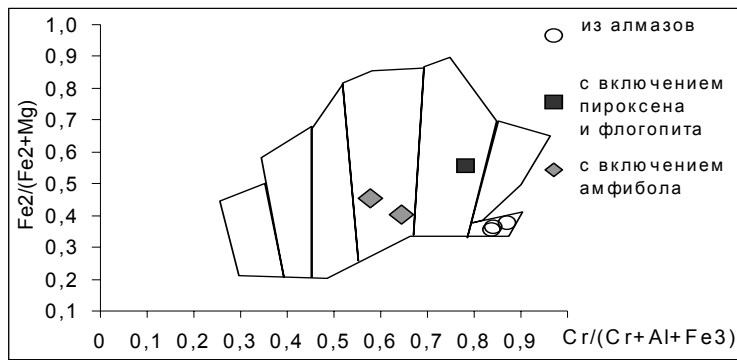


Рис. 2.33. Положение составов хромитов, включенных в уральские алмазы, и шпинелидов, содержащих включения силикатов на диаграмме  $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+}) - Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$

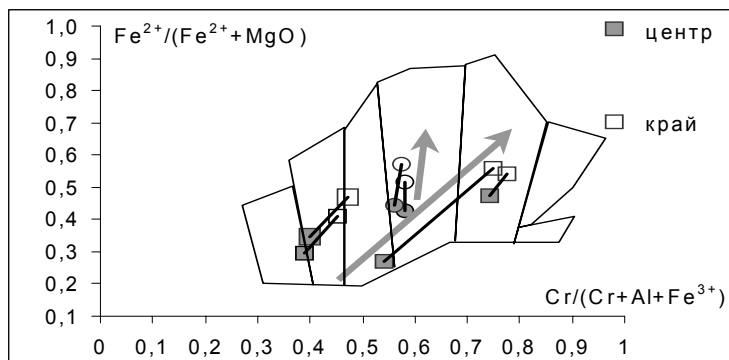


Рис. 2.34. Характер зональности хромшпинелидов из пирокластитов Северного Урала на диаграмме  $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+}) - Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$

состава. Подобный набор пород характерен для офиолитовых комплексов, характеризующихся зональностью разрезов [95].

\* \* \*

Таким образом, на уральских месторождениях установлены две генетические группы шпинелидов.

Первые отмечены только в алмазах и не имеют аналогов в самих пирокластитах. Они происходят из сильно истощенного относительно однородного субстрата дунит-гарцбургитового субстрата (алмазная фация).

Таблица 2.8

Состав зональных хромшпинелидов из пирокластитов Полюдово-Колчимского поднятия (в мас.% и форм. ед.)\*

	«Железисто-хромистый» тренд								«Железистый» тренд			
	Чурочная (7015-2/2)		Ефимовка (к-32/6)		Ефимовка (к-32/1)		Ефимовка (П-3-а)		Ефимовка (П-3-а)		Ефимовка (340-2/1)	
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	0,56	0,37	0,52	0,44	0,54	0,41	0,29	0,34	0,48	0,31	0,33	0,58
TiO <sub>2</sub>	1,63	4,89	0,59	0,63	0,59	0,53	3,23	3,57	0,78	0,5	0	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,85	12,96	24,75	20,75	16,89	2,9	5,99	5,99	18,91	17,89	22,41	25,36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,06	34,06	32,76	36,64	44,04	54,4	53,43	54,89	44,28	44,6	47,43	47,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,06	14,77	0	0	0	0	6,52	3,52	5,61	5,88	0,53	0
FeO	15,95	21,94	25,23	28,41	21,9	32,66	19,94	22,57	18,01	21,77	16,77	16,55
MnO	0	0	0,17	0	0,14	0,11	0	0	0	0	0	0
MgO	14,78	10,87	15,83	12,88	15,91	8,63	10,5	9,03	11,83	8,93	12,47	10,55
сумма	99,89	99,86	99,85	99,75	100,0	99,64	99,9	99,91	99,9	99,88	99,94	100,43
Si	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
Ti	0,04	0,12	0,01	0,01	0,01	0,01	0,08	0,09	0,02	0,01	0,00	0,01
Al	1,01	0,50	0,87	0,75	0,61	0,12	0,24	0,24	0,70	0,68	0,82	0,92
Cr	0,78	0,88	0,77	0,89	1,07	1,48	1,42	1,47	1,10	1,14	1,16	1,15
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,65	0,53	0,70	0,59	0,73	0,44	0,53	0,46	0,56	0,43	0,57	0,48
Fe <sup>2+</sup>	0,35	0,47	0,29	0,41	0,27	0,56	0,47	0,54	0,44	0,57	0,43	0,52
Fe <sup>3+</sup>	0,16	0,49	0,33	0,32	0,29	0,38	0,25	0,19	0,16	0,16	0,02	0,09

\* Анализы 1-2, 7-12 – материалы Елизаветинской партии, 3-6 – В.А. Езерского

Вторая генетическая группа хромшпинелидов распространена очень широко и происходит из альпинотипных комплексов. Вариации состава, характер зональности, наличие включений и рудных агрегатов свидетельствуют о том, что формирование хромитов произошло в сложном по строению массиве в результате деплетирования (шпинелевых?) перцолитов. Истощение мантийного субстрата (на отдельных участках до дунита–гарцбургита) привело к образованию наряду с акцессорной минерализацией, руд промышленного качества ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 \geq 45$  мас. %). Позднее зональный гипербазитовый массив был перемещен в коровые условия, где претерпел метаморфизм, сопровождающийся гидротермальной хромовой минерализацией. Еще позже шпинелиды были захвачены алмазонасными пирокластитам и подверглись дальнейшему изменению.

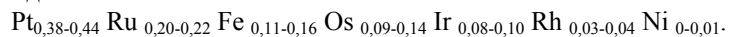
## МИНЕРАЛЫ МЕТАЛЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ (МПГ)

Минералы МПГ были обнаружены в 1997-98 гг. Б.М. Осовецким, В.А. Наумовым и Е.Н. Черепановым в алмазонасных ксенотуфах Ефимовки [93]. Из пробы объемом  $0,4 \text{ м}^3$ , отобранной из силловидной залежи, обогащенной пиропами и алмазами, ими было извлечено более 800 зерен размером  $0,02-0,8 \text{ мм}$ . Их вычисленное содержание в исследованных пробах составило  $63-105 \text{ мг/м}^3$ . Кроме Ефимовки находки платиноидов известны в пирокластитах приустья р. Илья-Вож (трубка Малютка). Одно из зерен было качественно диагностировано во ВСЕ-ГЕИ как платиноид Os-Ir-Ru состава. Минералы металлов платиновой группы установлены нами и за пределами основного алмазонасного района в пирокластитах Ябуровского проявления и золото-алмазной Крестовоздвиженской россыпи.

Наиболее распространена изоферроплатина. Обычно ее зерна относительно изометричны и их удлинение изменяется от 1 до 3. Однако для изоферроплатины, содержащей более 5 ат. % Ir, характерны уплощенные зерна с коэффициентом удлинения 2,3-5, что не согласуется с ее принадлежностью к кубической сингонии. Вероятно, это противоречие может объяснить установленное зональное распределение иридия (6,45 мас. % - край, 13,69 мас. % - центр) в одном из зерен иридиевой изоферроплатины. Подобная зональность не является случайной и отмечалась во многих регионах, в том числе и на Урале [90]. Выявленное распределение иридия может отражать вынос (особенно из краевых зон) тугоплавких платиноидов с образованием остаточной изоферроплатины. Таким образом, уплощенные зерна (иридиевой)

изоферроплатины, вероятно, являются реликтами первичных платиноидов Fe-Pt-Ir-Ru-Os –состава. Относительно редки выделения гексагональных твердых растворов на основе Os-Ru (Ефимовка). Они характеризуются наибольшей изометричностью зерен и кристаллов (коэф. удл. 1,3-1,8). Осмирид в виде идиоморфного включения (рис. 2.35), отмечен в зерне изоферроплатины Крестовоздвиженского месторождения золота и алмазов. Составы платиновометаллических минералов приведены в таблицах 2.9-2.10.

Как известно, различные температуры плавления МПГ определяют их поведение в процессе разделения мантийного вещества на легкоплавкий железистый базальтовый расплав и тугоплавкий магнетитовый твердый остаток (рестит). Тугоплавкие Os, Ir, Ru (Pt) накапливаются в истощенном рестите, который в случае выдвигания к земной поверхности слагает альпинотипные комплексы. Промежуточные Pt, Ir, Os (Rh, Ru) тяготеют к полигенным гипербазит-базитовым массивам концентрического строения нормального и щелочного ряда. Легкоплавкие Pd, Pt, Rh увлекаются базальтовыми расплавами. В случае спокойной дифференциации они концентрируются в отдельных горизонтах расслоенных интрузий в виде сульфидов и арсенидов. Многими исследователями указывается, что исходным носителем металлов платиновой группы в гипербазитовых (альпинотипных и урало-алаякинских) массивах являлся твердый раствор Pt, Ru, Ir, Os и Fe. Судя по тому факту, что в этой фазе установлены включения хромшпинелида алмазной ассоциации [107], этот твердый раствор является также наиболее глубинным. Для Гулинского клинопироксенит-дунитового массива [5] состав такого протораствора может быть записан в виде:



Это соединение неустойчиво и разлагается на две часто пространственно обособленные фазы: изоферроплатину и твердый раствор Os-Ir-Ru. Двумодальное распределение минералов МПГ, включая промежуточные составы, характерно как для концентрически-зональных массивов уральского платиноносного пояса [105], так и для альпинотипных гипербазитов Корякского нагорья [109]. Однако, поскольку составы платиноидов из пирокластитов ПКП близки к рафинированным конечным “зрелым” членам ряда тугоплавкие платиноиды – изоферроплатина (рис. 2.36) можно предполагать, что вмещающие их гипербазиты претерпели продолжительную эволюцию (истощение).

Широкая распространенность изоферроплатины в гипербазитах различной формационной природы не позволяет использовать ее для



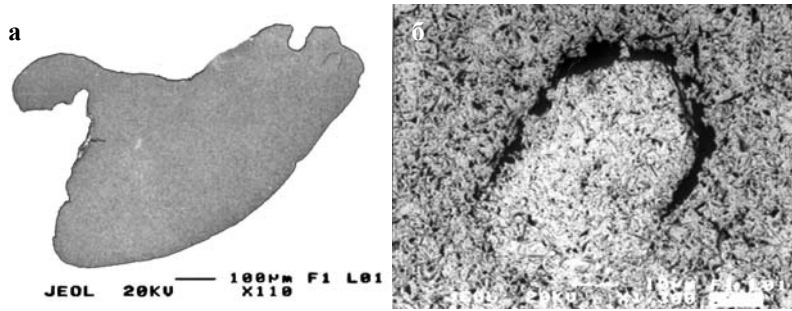


Рис. 2.35. Морфология изоферроплатины (а) и включение в ней осмирида (б) из Крестовоздвиженской россыпи

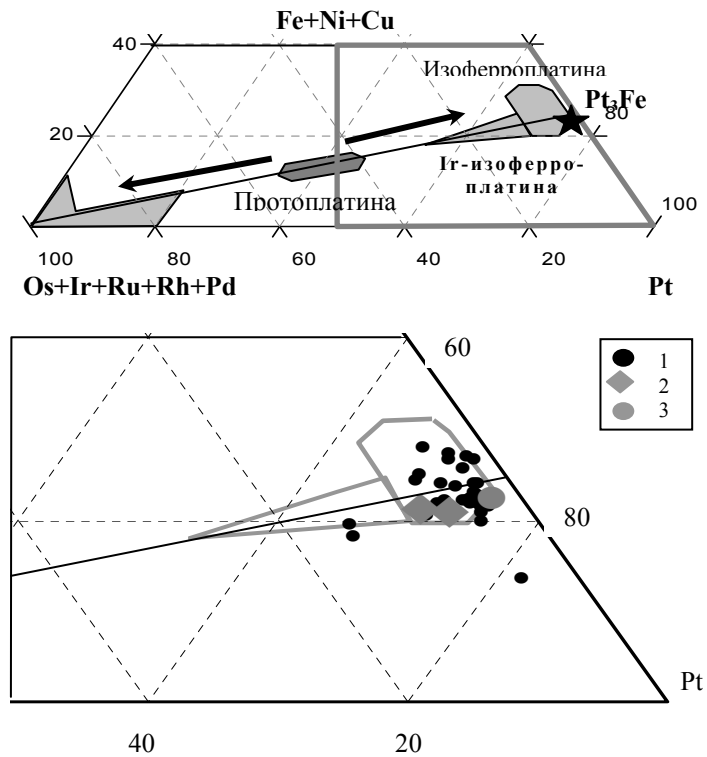


Рис. 2.36. Положение составов изоферроплатины из пирокластиков различных проявлений и месторождений Урала на диаграмме (Os+Ir+Ru+Rh+Pd) – (Fe+Ni+Cu) – Pt: 1 – Ефимовка; 2 – Крестовоздвиженское; 3 – Ябуровское

Таблица 2.9

**Состав изоферроплатины и придневной изоферроплатины из проявлений пирокластитов и алмазных месторождений Урала, мас.%**

№ п/п	№ авт.	Pt	Ir	Os	Rh	Pd	Ru	Fe	Ni	Cu
1	1а	89,56	0,15	0,3	1,01	0,6	0,27	7,5	0,09	0,5
2	1б	89,4	0	0	0,11	1	0,04	9,36	0,15	0,1
3	1в	85,1	4,79	0	1,14	0,7	0	8,66	0,07	0,31
4	1г	88,41	2,18	0	0,57	0,1	0	7,52	0,5	1,39
5	1д	90,05	1,98	0	0,9	0	0,3	6,64	0,21	0,68
6	2а	89,51	1,27	0	0,29	0,6	0,2	8,31	0	0,3
7	3а	89,36	0,78	0	1,09	0,9	0,45	7,47	0,11	0,27
8	3б	90,12	1,22	0,13	0,08	0,4	0,07	7,35	0,14	0,5
9	3в	85,83	1,01	0	2,1	2,3	0,04	8,63	0,17	0,06
10	4а	87,64	1,84	0	1,08	2	0,05	7,27	0,1	0,45
11	4б	90,51	1,34	0	0,5	0,7	0	7,37	0	0,13
12	4в	87,56	3,14	0	1,56	0,4	0	7,01	0,11	1,8
13	5б	89,42	2,21	0	0,99	0,5	0	7,45	0,18	0,38
14	7б	88,71	1,17	0	0,38	2	0,06	7,52	0,23	0
15	7в	86,26	4,88	0	1,07	0,2	0	7,18	0	0,55
16	8а	88,98	2,01	0	0,15	0,3	0,09	8,06	0,25	0,28
17	8б	87,01	4,02	0	0,53	0,2	0	7,93	0,18	0,33
18	8в	89,47	4,44	0	0,3	0	0	6,41	0,05	0,44
19	8г	91,06	0	0,38	0,45	0,5	0	7,82	0	0,22
20	11а	89,16	0,66	0,23	1,32	0,5	0,34	6,78	0,14	0,83
21	11б	87,53	2,35	0	0,61	0,4	0,01	8,64	0,32	1,13
22	11в	87,32	3,19	0	0,66	0	0	8,98	0,19	0,58
23	39-4	89,34	1,36	0	0,5	1	0	7,75	0	0,23
24	39-3	89,34	1,49	0	0,55	1	0,06	6,61	0	0,92
25	39-1	91,41	3,29	0	0,34	0,1	0,38	4,29	0	0,23
26	38-5	89,79	1,95	0	0,44	0	0	6,72	0	1,16
27	38-4	88,35	0,99	0	0,3	0,3	0,28	9,14	0,28	0,39
28	38-3	90,83	2,26	0	1,03	0,2	0	7,34	0,21	0,22
29	38-2	84,8	3,48	0	1,12	0,2	0,06	9,46	0,29	0,57
30	38-1	88,74	3,23	0	0,53	0	0,22	6,63	0,15	0,47
31	36-1	89,13	1,18	0	0,82	0,6	0,12	7,45	0,24	0,46
32	2б	85,73	5,65	0	0,98	0,2	0,03	7,41	0	0,29
33	2в	78,3	13,8	0	1,5	0,5	0	6,12	0	0,7
34	39-2	84,82	6,45	0	1,42	0,3	0	6,65	0	0,45
35	39-2	77,98	13,7	0	1,53	0,4	0,13	6,05	0	0,21
36	К-1	84,35	6,26	0	1,2	0,93	0	7,38	0	0
37	К-2	87,36	4,01	0	1,18	0,79	0	7,23	0	0
38	Я-1	90,19	0	0	1,59	0	0	7,77	0	0

Примечание: анализы выполнены В.Н. Филлиповым, ИГ КНЦ УрО РАН (прибор-JSM-6400 «Jeol»). 1-35 –коллекция Б.М. Осовецкого, Е.Н. Черепанова (р. Ефимовка); 36-38 – коллекция автора (36-37 –Крестовоздвиженская, 38–Ябуровская)

Таблица 2.10

**Состав тугоплавких платиноидов  
из алмазных месторождений Урала, мас. %**

№	№	Pt	Ir	Os	Rh	Pd	Ru	Fe	Ni	Cu
<b>Иридоосмин</b>										
1	6б	0	18,17	76,59	0,26	0,39	0,84	0	0	0,11
2	7Г	0	22,77	57,33	0,15	0,28	19,86	0	0,04	0,10
<b>Рутеносмирд</b>										
3	6а	0	27,78	64,17	1,05	0	7,01	0,3	0	0
4	9а	0	18,17	76,87	0,41	0,38	3,98	0,1	0	0,1
5	9б	0	22,72	58,80	0,52	0,02	17,78	0	0,2	0
6	10	0	34,02	42,67	0,68	0,33	21,88	0,4	0	0
<b>Осмирд</b>										
7	к1	2,85	63,48	28,5	2,73	0	2,93	0	0	0
8	к2	3,64	61,55	30,0	2,43	0	2,37	0	0	0
Примечание: анализы выполнены выполнены В.Н. Филлиповым, ИГ КНЦ УрО РАН (прибор-JSM-6400 «Jeol»). 1-6 – коллекция Б.М. Осовецкого, Е.Н. Черепанова (р. Ефимовка); 7-8 – коллекция автора (Крестовоздвиженская, включения в изоферроплатине)										

генетической типизации исходных пород. Однако среди платинометаллических минералов не зафиксированы тетраферроплатина и туламинит, столь характерные для концентрически-зональных массивов. Совместная встречаемость платиноидов в пирокластитах с «реститовыми» хромшпинелидами дает основание говорить о связи этих образований с альпинотипными комплексами.

Более определенные выводы о формационной принадлежности ультраосновных пород получаются при изучении тугоплавких платиноидов Ефимовки. На диаграмме Д. Хариса и Л. Карби [188] с дополнениями Г.Г. Дмитриенко и др. [42] их составы «ложатся» на «альпинотипный» тренд, который характеризуется изоморфизмом в ряду Os–Ru (рис. 2.37). По содержанию Ru платиноиды разделяются на 2 группы: среднерутеневые из высокоглиноземистых хромитов гарцбургитового (верхнего) и низкорутениевые из дунит-верлит-клинопироксенового (контактового) комплексов. Осмирд Крестовоздвиженского месторождения попадает на диаграмме в генетически неопределенное поле. В альпинотипных массивах минералы подобного состава отражают незначительную истощенность субстрата. Аналогичные платиноиды известны на Южном Урале (Халиловское месторождение, массив Нуралы [42]).

О связи с альпинотипными комплексами свидетельствует и состав лаурита (рис. 2.38), который характеризуется формулой  $Rh_{0,04}Ir_{0,09}Os_{0,15}Ru_{0,71}S_2$ . Однако в данном районе реститовые гиперба-

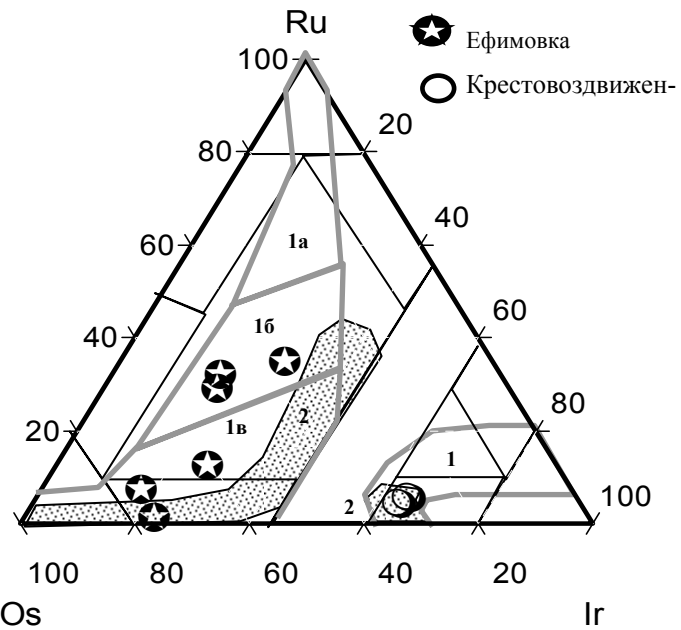


Рис. 2.37. Положение составов платиноидов из алмазных месторождений Урала на диаграмме Харриса и Кабри (1973) с дополнениями Некрасова и др. (1994), Дистлера и др. (1986). Поля составов из альпинотипных (1) и концентрически-зональных (2) массивов; в том числе 1а-из дунитовых хромититов, 1б-из гарцбургитовых высокоглиноземистых хромититов, 1в-из дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса

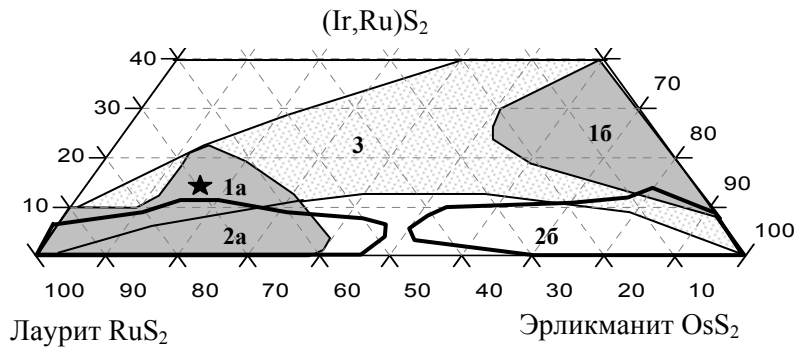


Рис. 2.38. Положение лаурита из ксенотуфов Ефимовки на диаграмме дисульфидов системы Ru-Os-Ir по Некрасову и др. (1994) с изменениями. Поля лаурита (а) и эрликманита (б) из альпинотипных (1) и концентрически-зональных массивов (2), а также гексагональных твердых растворов из альпинотипных гипербазитов

зиты и соответствующие им базиты не известны. Вероятно, их отсутствие отражает большие глубины мантийного истощения, препятствующие подъему и излиянию основной магмы, а также локализацию протрузивных тел ниже уровня современной эрозии.

\* \* \*

Таким образом, платиновометалльные минералы алмазоносных пирокластитов Полюдово–Колчимского поднятия могут происходить из альпинотипных гипербазитов в результате значительного преобразования первично-мантийного платиновометалльного твердого раствора. Отсутствие высокоуртениевых гексагональных и высокоиридиевых платиноидов отражает умеренную степень истощения исходного лерцолитового субстрата, что подтверждается формированием, в основном, глиноземистого хромитового оруденения.

### **СУЛЬФИДЫ**

В настоящее время в кимберлитах мира известны 18 сульфидов [61], образование которых связывается с двумя процессами – магматическим и гидротермальным.

На Урале присутствуют обе генетические группы. Ранние сульфиды встречаются в виде включений в алмазах. Поздние образуются во время становления алмазоносных пирокластитов в виде прожилков и вкрапленности.

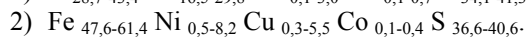
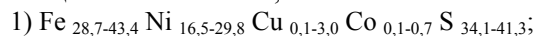
#### ***Сульфидные включения в уральских алмазах***

По данным южно-африканских исследователей, сульфиды встречаются в 36-46 % алмазов из кимберлитов, содержащих кристаллические включения.

Сульфидные включения также наиболее распространены в алмазах Урала. Наши статистические наблюдения показали, что в месторождениях Полюдово-Колчимского поднятия они присутствуют в каждом пятом–десятом индивиде (Вогулка - 8, Ефимовка - 11, Волюнка - 18 %).

Наиболее полные сведения о сульфидных включениях в уральских алмазах приведены в работе Э.С. Ефимовой [48]. По ее данным, сульфиды чаще всего отмечаются в центре темных розеток, которые могут располагаться в любой зоне кристалла. Сами бронзово-желтые включения имеют октаэдрическую форму, могут быть одно- или многофазными (табл. 2.11).

Большая часть изученных включений представлена пирротинном. В краевых зонах отмечается халькопиритовая тонкая кайма и треугольные или неправильные выделения пентландита. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что сульфидные фазы – это продукты распада твердого моносульфидного Fe-Ni- раствора. Подобное явление описано при изучении многих кимберлитовых провинций мира. Однако исходный состав сульфидных расплавов может быть различным. Изучение алмазов из месторождений России [48] показало, что сульфиды в них обогащены либо никелем, либо железом:



Включения пирропов, хромитов, омфацитов и др. вместе с сульфидами позволили связать первые с ультраосновной, а вторые - с основной магмой.

В уральских алмазах рассчитанный исходный сульфидный расплав характеризуется низким содержанием никеля:  $Fe_{55,6-57,4} Ni_{0,6-2,4} Cu_{0,8-2,6} Co_{0,1-0,2} S_{39,5-40,6}$ . Сопутствующими включениями являются рутил и низкохромистый гранат, что позволило авторам отнести включения сульфидов в уральских алмазах к эклогитовому парагенезису (табл. 2.12).

В уральских включениях установлена только низкотемпературная ассоциация (пирротин + пентландит), устойчивая при температуре ниже  $575^{\circ}C$ , в то время как в якутских содержатся высокотемпературные высоконикелевые моносульфидные твердые растворы (свыше  $1100^{\circ}C$ ).

Сульфиды окружены радиальными трещинами, стенки которых покрыты темным тонкодисперсным веществом. Это не графит, как полагали ранее, а пирротин. Появление пирротиновой розетки Э.С. Ефимова [48] объясняет возгоном сульфидов в результате повышения температуры при транспортировке к поверхности, т.е. в результате резкого падения давления.

В этом случае при резком подъеме температур следовало бы ожидать гомогенизации включений. Однако мы фиксируем низкотемпературную ассоциацию распавшихся фаз. Такая картина могла возникнуть при продолжительном отжиге кристаллов при температуре ниже  $575^{\circ}C$ . Возникновение темных розеток вокруг сульфидных включений и их диффузию по трещинам логичнее объяснять не резким падением давления, а эксплозивным сжатием и возгоном в результате приповерхностных взрывных процессов.

По нашему мнению, следует обратить особое внимание на октаэдрическую форму сульфидных включений в алмазах [48] в отличие от

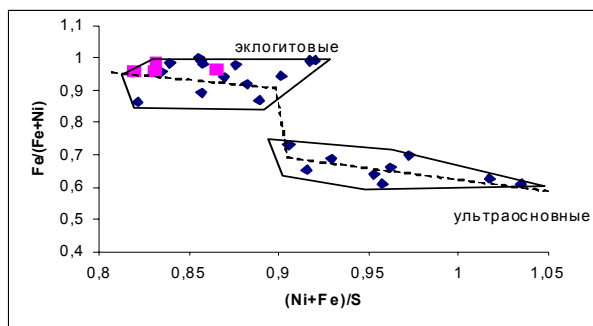


Рис. 2.39  
Положение вычисленных составов сульфидных расплавов, установленных в алмазах Урала (1) и других регионов (2)

Таблица 2.11  
Химический состав сульфидных включений в уральских алмазах, мас.%  
(по Э.С. Ефимовой и др., 1983)

№	об. %	Минерал	S	Fe	Co	Ni	Cu	Сумма	Минеральная фаза и ее характеристика
678	100	Пирротин	40,6	55,6	0,25	2,41	0,88	99,74	Однофазное зерно
716	94,8	Пирротин	40,3	56,2	0,20	2,53	0,63	99,86	Основная масса
	5,2	Халькопирит	34,0	44,0	-	-	14,0	92,00	Узкая кайма по периферии
77	99	Пирротин	40,2	57,6	0,11	0,27	2,75	100,93	Основная масса
	1	Пентландит	35,1	28,1	5,88	30,9	-	99,88	Четкие выделения треугольной формы по периферии пирротина
713	93,7	Пирротин	39,5	57,8	0,08	1,58	-	98,96	Основная масса
	3,2	Пентландит	31,2	42,2	1,66	20,8	-	95,86	Скопления произвольной формы по краям включения
	3,1	Cu-фаза	Из-за малых размеров проведен лишь полуколичественный анализ						Узкая кайма по периферии

Таблица 2.12  
Совместные включения и рассчитанный состав сульфидного расплава в уральских алмазах (по данным Э.С. Ефимовой и др., 1983)

№	Другие включения	Состав исходного сульфидного расплава включений (мас%)				
		S	Fe	Co	Ni	Cu
678	Гранат	40,6	55,6	0,2	2,4	0,9
716	Гранат	40,2	55,9	0,2	2,4	1,3
77	Рутил	39,7	56,9	0,2	0,6	2,6
713	Гранат	39,5	57,4	0,1	2,2	0,8

каплевидной – в силикатах [15]. Это может свидетельствовать о захвате сульфидного вещества в расплавленном состоянии, способности углерода диффундировать в нем с последующей регенерацией внутренней границы и образованием отрицательного кристалла. Известно, что алмаз растворяется в присутствии железа или его сплавов при нагревании до 800°C [19]. Способность углерода растворяться в сульфидных расплавах и их тесная генетическая связь косвенно подтверждаются высокой встречаемостью сульфидных минералов-узников (троилита, пирротина, моносульфидного твердого раствора). Включения самородного железа и вюстита в центральных частях кристаллов алмаза [31], могут отражать образование зародышей кубического углерода из железосодержащих фаз. Самородное железо, его оксиды и сульфиды, возможно, выступают затравкой для кристаллизующегося алмаза.

Использование данных Э.С. Ефимовой и др. [48] позволило построить диаграмму в координатах  $(\text{Fe}+\text{Ni})/\text{S} - \text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Ni})$ , где эффективно разделяются составы ультраосновных и эклогитовых расплавов. На ней хорошо видно, что вычисленные составы сульфидных расплавов, установленных в алмазах Урала, отличаются предельно высоким содержанием серы и железа. Значительная обогащенность этими компонентами, даже по сравнению с эклогитовыми включениями из других регионов (рис. 2.39), специфична для Урала.

Анализ сульфидных включений в уральских алмазах позволяет считать, что их кристаллизация происходила из расплава, сосуществующего с эклогитовым. Обогащенность серой и железом отличает мантийные условия Урала от других алмазоносных регионов. Присутствие в алмазах самородного, оксидного и сульфидного железа указывает не только на одновременность их образования. По-видимому, они также выполняли роль затравки, т.е. являются не только сингенетическими, но и генетически взаимосвязанными. Зональное распределение сульфидных фаз во включениях отражает продолжительный отжиг, что говорит о медленном подъеме алмазов к поверхности. Появление радиальных трещин, выполненных тонкодисперсным пирротинном, свидетельствует об эксплозивных процессах, вызывающих взгон и последующую конденсацию сульфидного вещества.

#### **Аутигенные сульфиды**

Сульфиды, особенно соединения железа, являются существенной составляющей пирокластитов Полюдово-Колчимского поднятия; которая разнообразно представлена, – от частиц размером менее одной



тысячной миллиметра (мельниковит) и мелкой вкрапленности до конкреций, прожилков и жил.

### ***Мельниковит (грейгит) и глобулярный пирит***

Мельниковит (или грейгит) является весьма характерным минералом пирокластических образований, измененных до гидрослюдистого материала. Ниже по разрезу, где гидрослюды сменяются хлорит-сидеритовой ассоциацией, мельниковит не отмечался.

Его рассеянная тонкодисперсная вкрапленность придает глинистому веществу грязевых, реакционных и песчаных туфов черный цвет, подчеркивая флюидальную текстуру. Иногда мельниковит окрашивает трещины и основную массу прилегающих к туфам песчаников. Это отражает подвижность сульфидных соединений. В маломощных зональных жилах грязевых туфов мельниковит приурочен к краевым частям, где незначительно проявились (гидротермальные) процессы собирательной перекристаллизации. Мельниковит окрашивает также плоскостные деформации, вызванные эксплозивными процессами, в зернах ксеногенного кварца (рис. 2.40).

Флюидальная текстура туфов и ксенотуфов подчеркивается распределением мельниковита. Она фиксирует его появление до того, как пирокластический материал начал внедряться в наблюдаемые тела. Тонкодисперсность мельниковита может свидетельствовать об образовании при вскипании магматического материала, за счет взаимодействия последнего с сероводородом по реакции  $H_2S + Fe^{2+} \Rightarrow FeS (FeS_2) + 2H^+$ . Вполне вероятно, что выделение водорода и его взрывное взаимодействие с кислородом вызвали эксплозивные процессы и привели к появлению плоскостных деформаций в осадочном кварце, декорируемых мельниковитом.

### **Глобулярный («фрамбоидальный») пирит**

На некоторых проявлениях отмечается укрупнение сульфидных частиц до сферул размером от 0,004 до 0,3 мм. Эти шаровидные выделения могут встречаться изолированно, как в грязевых туфах Ишковского карьера. В ряде случаев (реакционные туфы Волынки, скв. 54/11-14,7 и др.) они образуют скопления, напоминающие плоды малины, так называемые «фрамбоидальные» агрегаты с микроглобулярным строением (рис. 2.40). Иногда укрупнение приводит к появлению на отдельных индивидах октаэдрических граней. Изредка встречаются агрегаты с «оплывшей» поверхностью. Следует еще раз подчеркнуть, что размеры шариков изменяются фактически на два порядка. Именно это не позволяет считать подобные образования псевдоморфозами (например, по водорослям), несмотря на широкое развитие

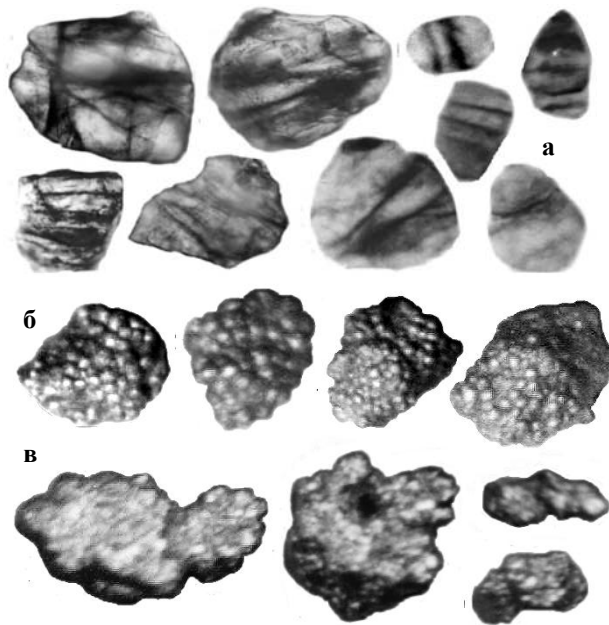


Рис. 2.40.  
 Кварц с  
 плоскостными  
 деформациями,  
 выполненными  
 мельниковитом  
 (а), и  
 морфология  
 агрегатов  
 глобулярного  
 пирита (б),  
 в том числе  
 регенери-  
 рованного с  
 «оплывшей» по-  
 верхностью (в)

на алмазных месторождениях замещений сульфидами железа мелких криноидей, двустворчатых и головоногих моллюсков. Появление таких сферул возможно в результате укрупнения тонкодисперсных частиц в подвижной («кипящей») взвеси. Обычно подобные образования и их агрегаты (с однородным, радиально-лучистым, концентрически-зональным и микроглобулярным строением) связывают с коагуляцией коллоидальных растворов в условиях перемешивания или кипячения [71]. О росте некоторых агрегатов из сульфидных гелей свидетельствует их «оплывшая» (колломорфная) поверхность.

Таким образом, мельниковит и «фрамбоидальный» пирит связаны со вскипанием магматического материала и представляют собой наиболее ранние продукты кристаллизации сульфидного геля. Подобные минеральные фазы, которые одними из первых образуются при изменении тонкодисперсных сульфидных осадков, широко известны на колчеданных месторождениях.

### **Пирротин**

Встречен на правом берегу р. Илья–Вож и на Волынском месторождении. Отмечается исключительно в глинистых жилах (грязевых туфах) черного или черно-коричневого цвета, окрашенных неизменным или окисленным тонкодисперсным рассеянным мельниковитом. Содержание пирротина достигает  $23 \text{ кг/м}^3$ . Тяготея к краевым частям жил, он к центру постепенно сменяется дисульфидами железа – пиритом и марказитом.

Пирротин представлен отдельными пинакоидальными кристаллами размером  $0,3 - 0,5 \text{ мм}$  или их уплощенными агрегатами ( $3 - 8 \text{ мм}$ ), ориентированными параллельно флюидальности и контактам жил. Его индивиды часто изогнуты, края «надрезаны» со смещением и сильно расщеплены по отдельности вплоть до образований, напоминающих розы (рис. 2.41). Появление подобных форм возможно в перенасыщенной среде при механической нагрузке на растущие еще пластичные (горячие) кристаллы. Часто индивиды пирротина прорастают насквозь зерна кварца в одном или нескольких направлениях, развиваясь по плоскостям деформации, насыщенным мельниковитом.

Пирротин не магнитен. Его кристаллы нередко покрыты дисульфидами, а в поверхностных условиях замещены гидроксидами железа.

Как известно [74, 106], пирротин образуется при более высокой температуре, чем дисульфиды железа, при высоком давлении  $\text{H}$  и низком давлении  $\text{H}_2\text{S}$ . Отсутствие магнитности отражает относительную обедненность серой и принадлежность к гексагональной модификации, которая в лабораторных условиях получается при нагревании моноклинной свыше  $300^\circ\text{C}$ .

Субпараллельная стенам жил ориентировка кристаллов могла возникнуть при образовании пирротина до или во время течения глинистого материала. Сильная расщепленность индивидов свидетельствует о значительном числе дислокаций, обусловленных быстрым ростом и захватом мелких (гидролюдистых) частиц в среде, состоящей из тонкодисперсного материала, т.е. глинистой пасты. Пирротин выносился грязевыми растворами из глубин, для которых характерны резко восстановительная обстановка (высокое давление  $\text{H}$ ) и относительно высокие температуры (более  $300^\circ\text{C}$ ). Такие условия могли реализоваться сразу после взрывного взаимодействия сероводорода с железом туфов и образования скрытокристаллических сульфидов (мельниковита) по реакции  $\text{H}_2\text{S} + \text{Fe}^{2+} \Rightarrow \text{FeS} (\text{FeS}_2) + 2\text{H}^+$ . Наличие индивидов пирротина, «разрезающих» отдельные зерна кварца, вероятно, отражает их рост после взрыва вдоль сформировавшихся плоскостей скалывания.

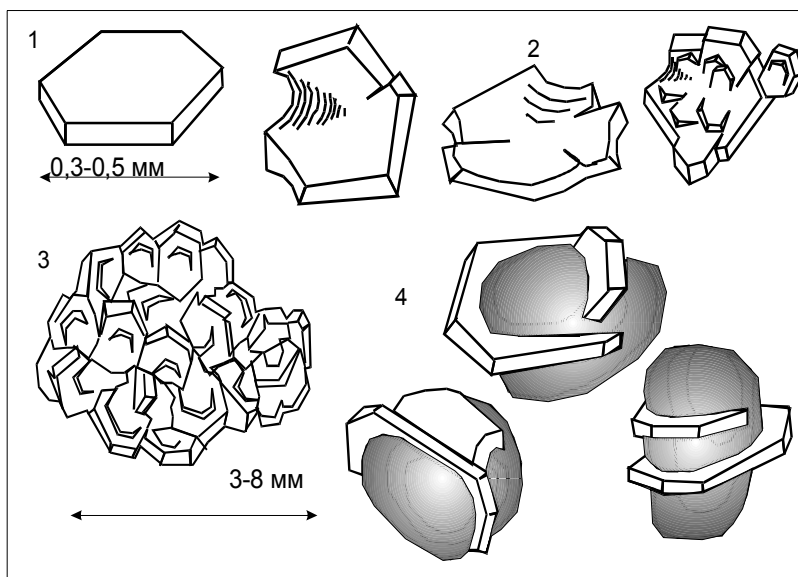


Рис. 2.41. Морфология кристаллов пирротина и его агрегатов из жилы грязевых туфов р. Илья-Вож: 1– недеформированный кристалл; 2- изогнутые и расщепленные индивиды; 3- уплощенный агрегат; 4- прорастание кристаллов пирротина плоскостям в ксеногенном кварце по эксплозивным деформационным

Пластические деформации кристаллов самого пирротина могут свидетельствовать о высоких температурах движущейся глинистой пасты.

Таким образом, пирротин является характерным минералом грифоновой стадии и образуется в наиболее высокотемпературной и глубинной части флюидно-магматической колонны.

В трубках Мир, Удачная и Сытыканская [52] пирротин встречается в кальцитовых жилах (вместе с другими сульфидами) в виде плотных масс, реже дипирамидальных кристаллов с незначительным развитием пинакоида. В основной массе кимберлитов он представлен мелкими (до 0,1 мм) ксеноморфными выделениями. Подобные формы свидетельствует об образовании в открытых полостях и метасоматическим путем из гидротермальных растворов. Закономерностей в распределении пирротина в кимберлитах не замечено. Пирротин же Полюдово-Колчимского поднятия приурочен к тыловой (наиболее вос-

становленной) части гидролизованной колонны, где его рост происходил в движущейся к поверхности горячей глинистой пасте.

### **Марказит**

Марказит встречается в грязевых туфах и ксенотуфах с высоким содержанием глинистой составляющей, реже – в реакционных гидрослюдисто-карбонатных туфах.

Грязевые железисто-гидрослюдистые туфы с марказитом обнаружены в виде зон инъецирования с постепенными контактами и жил на Волынском месторождении (реки Илья-Вож и Сев. Колчим).

На глубине 85-150 м скважины Вл-1 Волынского месторождения марказит появляется в маломощных согласных зонах инъецирования туфового материала среди песчаников и доломитов. Изучение представительных протолочек, которые были любезно предоставлены В.Р. Остроумовым, показало, что марказит характерен для интервалов, где сульфиды железа достигают весовых значений 0,6-9 кг/т. Содержание самого марказита не превышает 6,7 кг/т. Он образует наиболее крупные сульфидные выделения (0,25-1 мм), сопровождается мелким кубическим пиритом (до 0,2 мм), гидрослюдой (около 0,5 мм), насыщенной мельниковитом, а среди карбонатов еще и новообразованными кристаллами доломита (0,05-0,25мм). Индивиды марказита образованы различными гранями ромбических призм и пинакоида (рис. 2.42) и характеризуются грубой продольной штриховкой. Часто отмечаются двойники типа «косоугольного креста» и «ласточкиного хвоста». Нередко на двойниковых швах наблюдается эпитактическое нарастание пирита.

В жилах, сложенных грязевыми туфами, отмечается как простое (Волынка), так и зональное распределение сульфидов железа (Илья-Вож). В сложных телах марказит тяготеет к промежуточной части, тогда как пирротин находится в зальбандах, а пирит – в центре. В простых телах закономерностей в распределении марказита не отмечено. Содержание редко превышает 1-4 кг/м<sup>3</sup>. Достаточно часто он нарастает на более ранние кристаллы пирротина. Выделяются два морфологических типа марказита (рис. 2.42).

*Первый тип* представлен отдельными относительно крупными (0,5-1мм) кристаллами, двойниками и конкрециями (1-3 мм). Они образованы гранями ромбической дипирамиды и двумя пинакоидами и характеризуются комбинационной штриховкой.

*Второй тип* - относительно мелкие (0,2-0,5мм) кристаллы с гладкой поверхностью. Они огранены ромбической дипирамидой и одним пинакоидом. Часто отмечаются параллельные, косые двойники

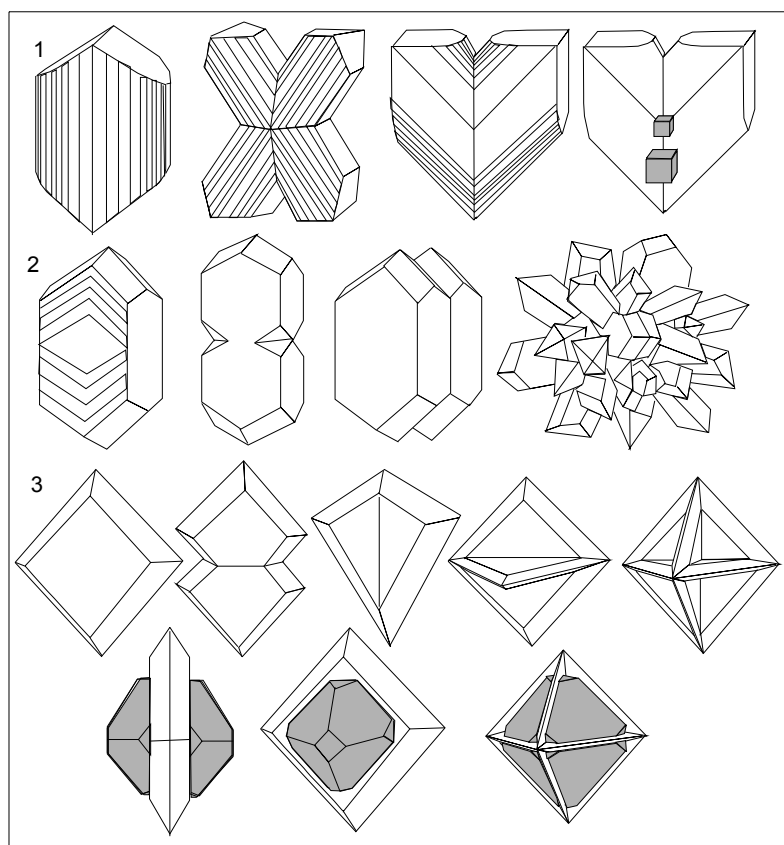


Рис. 2.42. Кристаллы марказита, его двойники, агрегаты и эпитаксические срастания с пиритом из железисто-гидролюдистых грязевых туфов: 1- из зон инъецирования в песчаниках и доломитах Волынского месторождения (скв. ВЛ-1, 54-143 м); 2,3 - ранние кристаллы первого типа (2) и поздние второго типа (3) из жил Волынки и Илья-Вож

срастания и прорастания. Много случаев эпитаксического нарастания более позднего пирита.

Значительное число и огромное разнообразие двойников отражают высокую концентрацию различно ориентированных зародышей. Учитывая к тому же грубую штриховку на гранях, можно говорить о быстром росте кристаллов из перенасыщенной среды. Появление ин-

дивидов второго типа свидетельствует о некотором падении перенасыщения и возникновении новой более мелкой и совершенной генерации. Таким образом, в жилах, в отличие от зон инъецирования, образование марказита происходит дольше на фоне меняющихся параметров среды (концентрация и др.).

Наибольшее содержание марказита (около  $100 \text{ кг/м}^3$ ) характерно для **грязевых гидрослюдисто-железистых туфов** Ефимовки, изначально более богатых сульфидным веществом (более  $150 \text{ кг/м}^3$ ). Продолжительное минералообразование обусловило появление трех морфологических типов (генераций) этого минерала (рис. 2.43).

*Первый тип* представлен относительно редкими гладкогранными кристаллами, растущими в основной массе. Они образованы гранями дипирамиды и двумя равными по площади пинакоидами.

Марказиты *второго типа* встречаются чаще. Они образуют как самостоятельные кристаллы, так и нарастают на более ранние индивиды (первого типа). Для них характерна уплощенно-призматическая форма с грубой штриховкой. На гранях преобладающего пинакоида часто возникают синтаксические индивиды, покрывающие его чехлом двойников, четверников или пятерников.

*Третий тип* представлен уплощенно-призматическими кристаллами, двойниками, друзами, которые несут на себе отпечатки роста на подложке. Их формирование связано, скорее всего, с прожилками, образованными при литификации туфов и появлении комковидной отдельности. Как в основной массе породы, так и в прожилках, на марказитах отмечается эпитаксическое нарастание более позднего пирита.

Морфология кристаллов марказита из гидрослюдисто-железистых грязевых туфов позволяет сделать следующие выводы. Самыми ранними являлись гладкогранные кристаллы. Они, по-видимому, росли в субстрате с высоким содержанием воды. Установленные двойники могут свидетельствовать об относительно высокой концентрации зародышей. В процессе обезвоживания туфового материала среда резко перенасыщается и образуется множество микроиндивидов. В случае их закономерной ориентировки на гранях более крупного индивида и быстрого роста в образованных двугранных углах кристалл-хозяин обрастает чехлом из двойников. При высоком содержании железистых минералов туф литифицируется с образованием тонкой паутины разноориентированных прожилков. В них уже из истинных растворов формируется гладкогранный марказит. В течение всего периода кристаллизации марказита возникают самые различные двойники. Перманентный характер их появления может отражать перенасыщенность среды во время его роста и наличие огромного числа

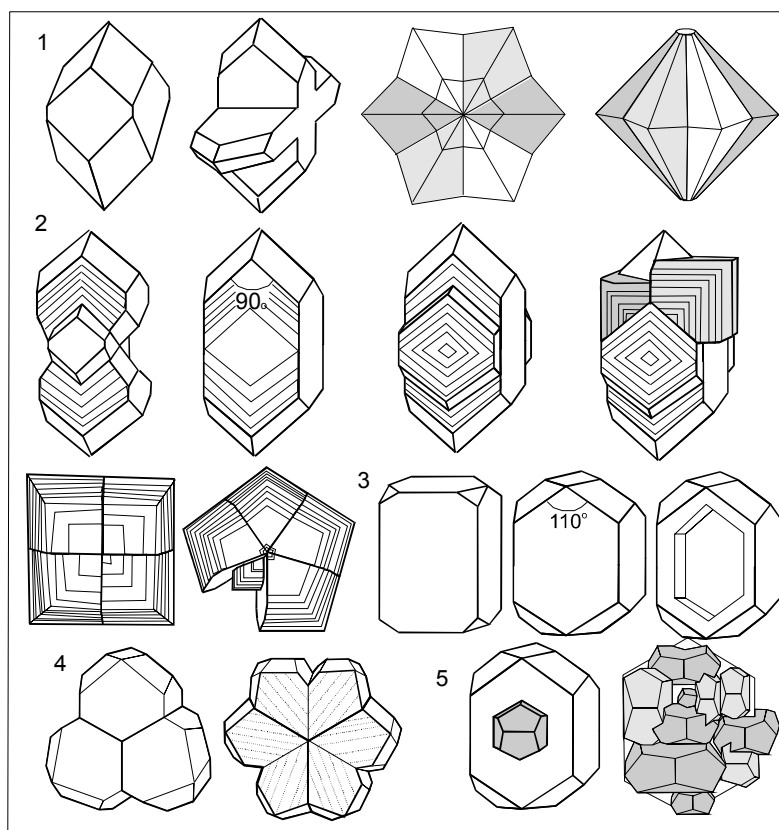


Рис. 2.43. Марказит из гидростлюдисто-железистых грязевых туфов Ефимовки: 1 - ранние кристаллы и двойники первого типа из основной массы; 2 - поздние кристаллы второго типа, их нарастание на ранний марказит и последовательность образования двойникового чехла; 3-5 - марказит из прожилков, отдельные кристаллы (3), закономерные срастания (4) и эпитаксическое нарастание кристаллов пирита

зародышей, роль которых (или затравки), очевидно, выполняли мельниковитовые частицы.

В ксенотуфах марказит отмечается относительно редко и приурочен к прослоям, наиболее обогащенным глинистой составляющей. Его содержание обычно не превышает  $1 \text{ кг/м}^3$ .



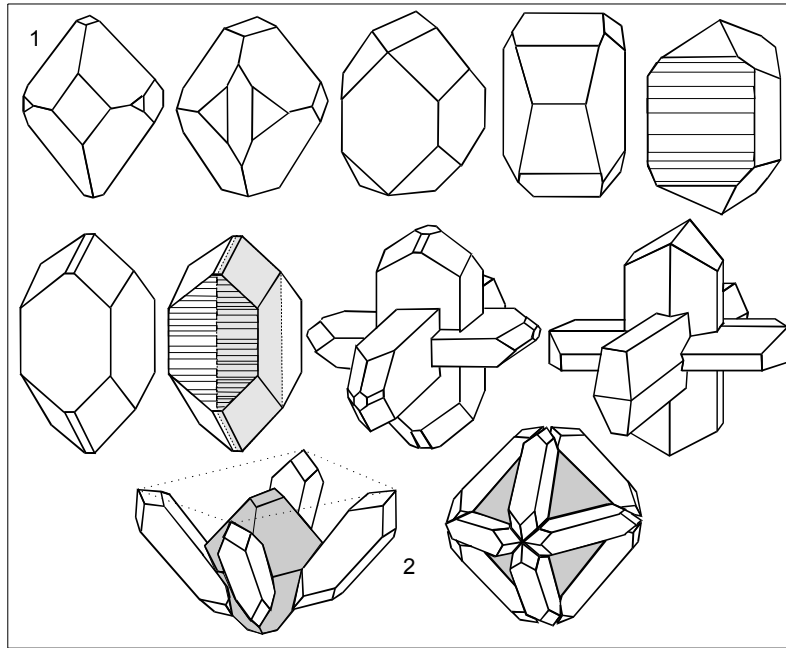


Рис. 2.44. Марказиты из основной массы ксенотуфов: 1 - отдельные кристаллы и закономерные срастания с Ефимовки и Северного Колчима; 2 - эпитактическое нарастание марказита на кристаллы пирита с Ефимовки

На Ефимовке марказит встречается в маломощных (до 20 см) слоях, залегающих в основании полосчатого силловидного тела. Он отмечен в виде вкрапленности в основной массе и в тонких прожилках (0,2-1, редко 20-30 мм).

В основной массе для марказита характерен большой набор простых форм (более 8), которые от одного индивида к другому образуют самые различные комбинации (рис. 2.44). По набору и соотношению простых форм не выделено ни одного устойчивого типа. Схожая ситуация отмечается и в щебнистых ксенотуфах р. Северный Колчим. Кроме того, в ксенотуфах Ефимовки установлено эпитактическое нарастание марказита на кристаллы пирита в отличие от других проявлений, где эти взаимоотношения имеют обратный характер.

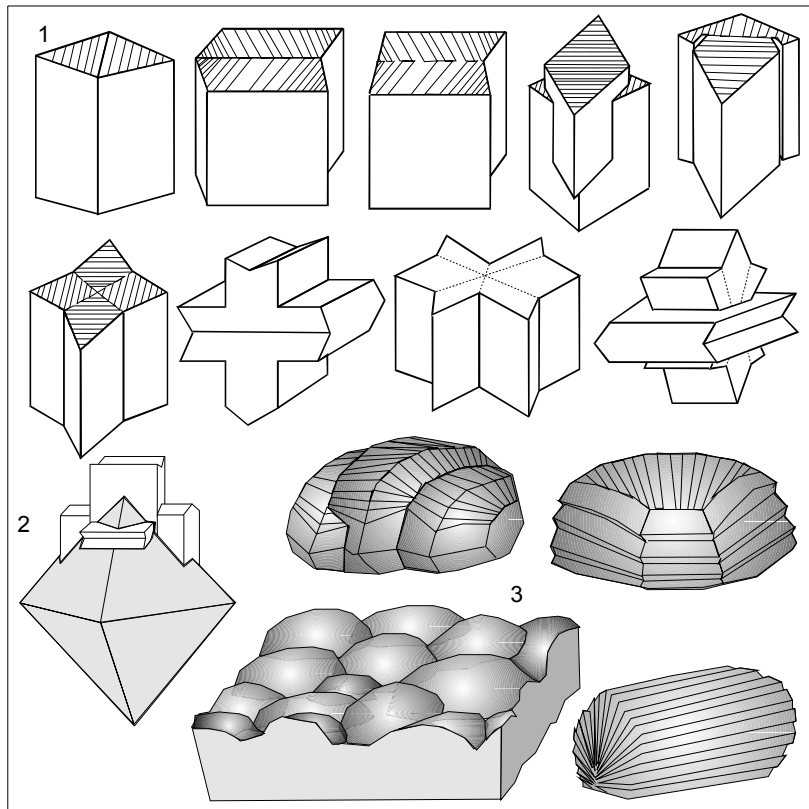


Рис. 2.45. Марказит из прожилков среди ксенотуфов: 1, 2 - кристаллы первого типа, отдельный кристалл и различные двойники (1), эпитаксическое срастание с пиритом (2); 3 - почковидно- друзовидные агрегаты марказита второго типа и их строение

*В прожилках* выделяются два устойчивых морфологических типа марказита.

*Первый тип* образует отдельные кристаллы, щетки и различные закономерные срастания (рис. 2.45). Индивиды обычно состоят из двух ромбических призм  $\{101\}$  и  $\{130\}$ , причем вторая покрыта штриховкой. Марказит часто образует закономерные срастания с пиритом. Причем установлено, что он нарастает на более ранние октаэдры, ку-

бооктаэдры пирита. Пентагондодекаэдрический более поздний пирит кристаллизуется в свою очередь на марказите.

*Второй тип* встречен в более крупных прожилках (20-30 мм) и представлен почковидно- друзовидными агрегатами. Эти «почки» являются параллельными срастаниями изогнутых кристаллов с округлой поверхностью, реже сферолитами. Их выпуклая сторона обычно покрыта штриховкой. Из простых форм, участвующих в огранении, определены пинакоид, ромбическая призма и дипирамида.

\* \* \*

Для марказита Полюдово-Колчимского поднятия характерна высокая встречаемость двойников срастания и прорастания (от двух до шести индивидов в агрегате) почти по десяти законам. Такое количество и разнообразие двойников хорошо объясняются перенасыщением среды выше критического уровня [71]. Нарастание марказита на пирротин в глинистых жилах свидетельствует о его более поздней кристаллизации. Смена моносульфида (пирротина) дисульфидом (марказитом) отражает возросший Eh среды и окисление серы по формуле  $2S^{2-} - 2e \rightarrow [S_2]^{2-}$ . Однако образование марказита (а не пирита) говорит о том, что гидротермальные растворы еще сохранили свой кислый характер. Нарушение генеральной последовательности (пирротин  $\rightarrow$  марказит  $\rightarrow$  пирит) в телах, расположенных среди проницаемых ксенотуфов, происходит, вероятно, в результате поступления с нижних горизонтов новой порции кислых растворов.

### ***Пирит***

Самый распространенный из сульфидов, фиксируется практически во всех телах от редких знаков до  $230 \text{ кг/м}^3$ . Наибольшие содержания характерны для тел, сложенных грязевыми туфами или песчаными ксенотуфами с высоким содержанием (мельниковит)-гидрослюдистой составляющей.

Для пирита, встречаемого на алмазных месторождениях Полюдово-Колчимского поднятия, характерно большое разнообразие габитусов, обусловленное сочетанием в основном трех простых форм. Это грани октаэдра (111), гексаэдра (100) и пентагондодекаэдра (210), редко ромбододекаэдра (110) и еще реже тетрагонтриоктаэдра (211).

Согласно правилу Н.З. Евзиковой, кристаллы при смене габитуса покрываются гранями с убывающим значением структурной плотности элементарного слоя [46]. Для пирита она приводит следующий кристаллографический ряд: от более «компактного» октаэдра с абсо-

лутной плотностью элементарного слоя 2,34 к более «рыхлым» гексаэдру (2,03) и пентагондодекаэдру (1,81).

Для количественной оценки кристалломорфологической эволюции нами использована треугольная диаграмма (рис. 2.46), основанная на соотношении ширины граней {111}, {100} и {210}, которые изменялись под бинокуляром.

### Пирит ксенотуфов (или песчаных туфов)

Пирит ксенотуфов наиболее детально изучался в телах на р. Северный Колчим и р. Ефимовке.

#### *Северный Колчим*

В ксенотуфах р. Сев. Колчим, развитых по глинисто-карбонатным породам и содержащих мелкие обломки кремней, выделяются два типа пирита.

*Первый* представлен отдельными рассеянными кристаллами в основной (глинистой) массе породы. Для них характерна блочная поверхность, отражающая быстрый дефектный рост из перенасыщенных растворов. Индивиды пирита сложены комбинацией граней куба и октаэдра.

*Второй тип* представлен игольчатыми кристаллами пирита (и марказита). Соотношение ширины и длины у них изменяется от 1:3 до 1:12, сечение составляет около 0,1 мм. Они часто соединяются звеньями по несколько штук и иногда обрастают с концов халцедоновыми «хвостами» (псевдосталактитами) (рис. 2.47). Удлиненная нитевидная форма индивидов и их агрегатов (марказит, пирит, халцедон), образование которых происходило в различные стадии, отражает их рост в долгоживущих капиллярных каналах. Возникали такие каналы после внедрения ксенотуфов со значительной глинистой составляющей в процессе их дегазации (кипения). Впоследствии через эти капилляры мигрировали гидротермальные растворы, в которых последовательно отлагались марказит, пирит и халцедон.

#### *Ефимовка*

Сульфидное минералообразование наиболее полно проявлено в ксенотуфах, содержащих мельниковит-гидрослюдистую составляющую. На Ефимовке они представлены различными силловидными телами и валунными дайками.

В силловидном теле, сложенном черными ксенотуфами выделяются два морфологических типа пирита (рис. 2.48).

*Первый тип* представлен отдельными кристаллами и сростками с шершавым и мозаичным строением граней, которые образуются в

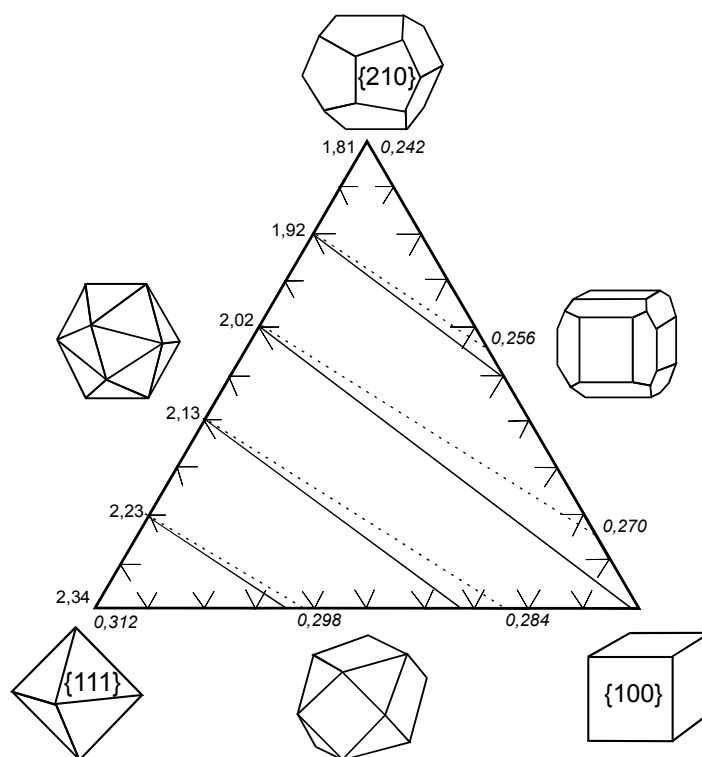


Рис. 2.46. Диаграмма для кристалломорфологической характеристики пирита по ширине граней. Пунктирными обозначены линии равных значений толщины элементарного слоя (нм), сплошными – абсолютной плотности элементарного слоя (по Н.З. Евзиковой)

(мельниковит-) гидрослюдистой массе ксенотуфов. Поверхность индивидов отражает накопление большого числа дефектов в процессе быстрого роста в перенасыщенной дисперсной глинистой среде (метакристаллы). Из простых форм в огранении пирита принимают участие грани куба и, в меньшей мере, октаэдра (рис. 2.49).

*Второй тип* представлен отдельными кристаллами с блестящей поверхностью и их агрегатами, которые росли в прожилках. Отдельные идиоморфные кристаллы характерны для нитевидных прожилков. Отмечено, что если прожилки тонкие и невыдержанные, а гидротер-

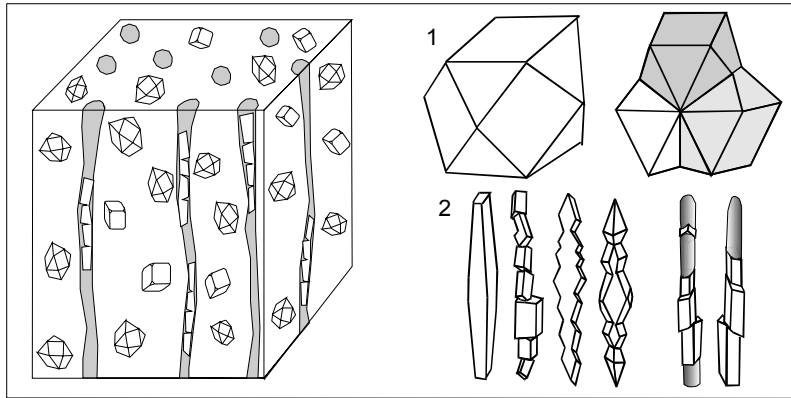


Рис. 2.47. Распределение и морфология пирита из ксенотуфов Северного Колчима: 1 – первый тип (метакристаллы из основной массы); 2 – второй тип (игольчатые кристаллы из капиллярных каналов), справа с халцедоновыми «хвостами»

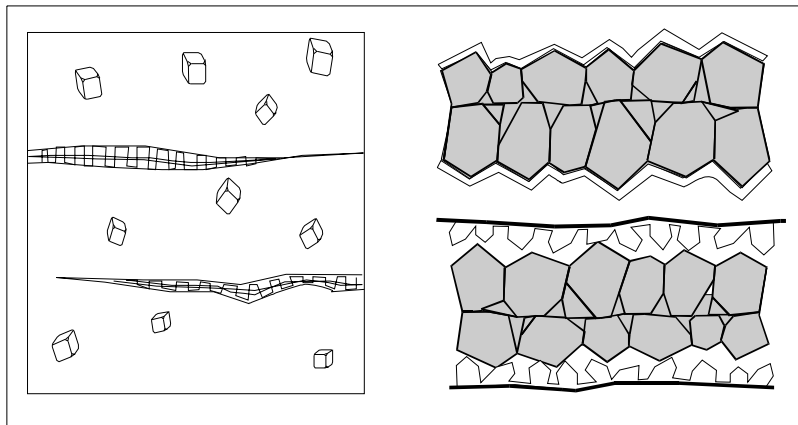


Рис. 2.48. Распределение морфологических типов пирита в черных ксенотуфах Ефимовки и строение параллельно-шестоватых агрегатов с просечкой (в гидрослюдистом футляре сверху и с растущим навстречу кварцем внизу)

мальные минералы представлены одним пиритом, то он обычно покрыт гранями октаэдра и куба. В случае, если прожилки более выдержаны, а пирит сопровождается более поздним кварцем, первый обычно характеризуется икосаэдрическим габитусом (равное соотношение граней  $\{111\}$  и  $\{210\}$ ) с незначительным развитием граней куба (рис. 2.49).

Агрегаты пирита представлены параллельно-шестоватыми сростаниями с просечкой, обе стороны которых покрыты блестящими гранями. Габитус кристаллов образует практически непрерывный ряд от октаэдрического через кубооктаэдрический к пентагондодекаэдрическому. Первые два габитуса характерны для ксенотуфов, обогащенных мельниковит–глинистой составляющей. Они формировались в частично раскрытых полостях, где пириты покрыты гидрослюдистым футляром (рис. 2.48). Пентагондодекаэдрический габитус характерен для кристаллов из тех участков ксенотуфов, что обогащены ксеногенным кварцем. Пирит рос в частично открытых полостях, в которых кроме него несколько позднее кристаллизовались халькопирит, кварц и барит.

Морфология пирита существенно зависит от характера раскрытия полостей и состава вмещающей рамы. Незначительное и кратковременное приоткрытие полостей вызывает образование в тонких прожилках изолированных кристаллов и их сростков. Долговременное раскрытие контракционных трещин предопределяет формирование параллельно-шестоватых агрегатов с просечкой в центральной части. Существенное преобладание глинистого материала во вмещающей раме вызывает совместный рост гидрослюды в виде ограниченных футляров. Насыщенность туфов ксеногенной кварцевой составляющей вызывает встречный рост со стороны вмещающей рамы друзовидного кварца. Позднее в интерстиции между пиритом и кварцем откладывается барит.

Наиболее сжатый и однородный кристалломорфологический спектр характерен для метакристаллов из глинистой массы ксенотуфов (кубооктаэдр – куб), кристаллизующихся из перенасыщенных растворов. Больше разнообразие габитусных форм имеет пирит из мало-мощных прожилков: октаэдрический – кубооктаэдрический (в мономинеральных прожилках) и икосаэдрический (совместно с кварцем). Наиболее полный и завершённый спектр октаэдр – кубооктаэдр – пентагондодекаэдр характерен для кристаллов из прожилков, продолжительное раскрытие которых сопровождалось почти одновременным ростом пирита, а позднее халькопирита, гидрослюды, барита и реже кварца. Смещение фигуративных точек к левой стороне диаграммы

(111-210) с появлением икосаэдрических и пентагондодекаэдрических кристаллов возникает в случае совместного нахождения пирита с кварцем. Вероятно, это отражает изменение характера растворов в сторону повышения их кислотности.

Таким образом, в ксенотуфах пирит образуется на протяжении довольно-таки длительного времени. В основной массе рост кристаллов начался в еще не связанной нелигированной водонасыщенной туфовой гидрослюдистой массе. Мозаичное (блочное) строение граней отражает значительную дефектность кристаллов, возникающую в результате как перенасыщенности самих растворов, так и большого содержания в них глинистой взвеси. Отсутствие новообразованного кварца говорит об относительно щелочном характере среды. Завершилось образование пирита из флюидов, отжимавшихся в контрационные трещины при уплотнении и литификации ксенотуфового материала. Совершенство кристаллов и появление на поздних стадиях кварца отражают рост пирита из менее перенасыщенных растворов с возрастающей кислотностью.

\* \* \*

Для ксенотуфов силловидных тел Ефимовки и Сев. Колчима характерны два морфологических типа кристаллов и агрегатов пирита. Первый морфологический тип (метакристаллы в основной массе) идентичен во всех проявлениях. Различия в кристаллах второго типа (собственно гидротермальный пирит) предопределяются консистенцией вмещающих пород и характером их литификации. В ксенотуфах Ефимовки, содержащей много песчаного (*пористого*) материала, дегазация и уплотнение происходят равномерно с образованием плитчатой отдельности, в трещины которой и устремляется остаточный раствор. В раскрытых и раскрывающихся полостях формируются изолированные кристаллы и параллельно-шестоватые агрегаты пирита с просечкой. В щебнистых ксенотуфах р.Сев. Колчим, основная ткань которых сложена (*водоупорными*) глинистыми минералами, порода уплотняется с образованием долгоживущих капиллярных каналов. Эти нитевидные полости и выступают средой минералообразования.

Валунные дайки в зависимости от мощности характеризуются простым или симметричным строением. В дайках отмечена лишь одна группа кристаллов пирита, которые рассеяны по основной массе и часто содержат захваченные включения ксеногенного кварца.

В маломощной дайке (5-7 м) с простым строением все индивиды имеют грани простых форм, образующих постепенный габитусный ряд октаэдр – куб ( $\pm$  пентрагондодекаэдр) (рис. 2.50).



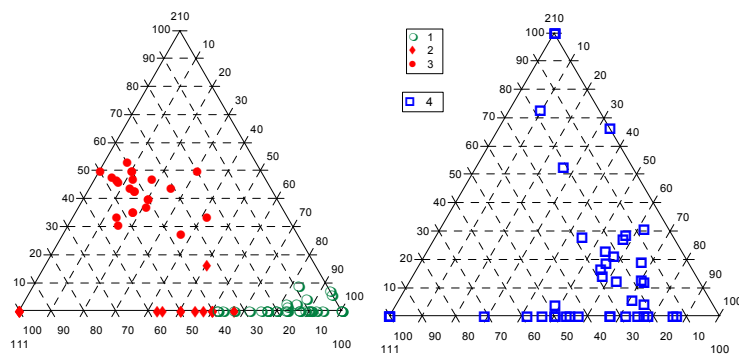


Рис. 2.49. Распределение простых форм в кристаллах пирита в силле из черных ксенотуфов Ефимовки: 1 – метакристаллы основной массы; 2 – из тонких прожилков; 3 – из тонких прожилков с кварцем; 4 – из раскрывающихся полостей

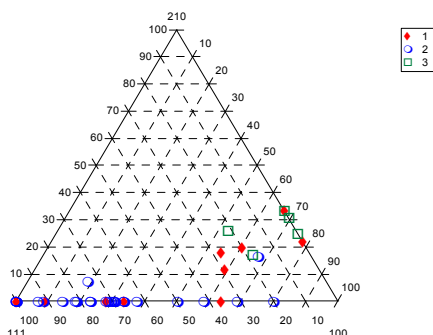


Рис. 2.50. Распределение простых форм в кристаллах пирита из валунных даек Ефимовки: 1 – из маломощной дайки; 2, 3 – из центра и краевой части более мощной дайки

В более мощном теле (более 10 м) с симметричным строением распределение кристаллов неравномерно. В краевой части, где ксенотуфы окрашены в вишневый цвет тонкодисперсным гематитом и содержат флогопит, пирита очень мало. Он представлен кубами с незначительным развитием граней пентагондодекаэдра. В центральной части дайки флогопит и гематит исчезают, и появляются новообразованные кубооктаэдрический пирит, метакристаллический и прожилковый барит. Такое распределение минералов и кристалломорфологических форм пирита (111+100 в центре и 100+210 с краю) возникает при диффузии серосодержащих растворов из центральной части дайки к ее

периферии и более позднем образовании кристаллов с гранями пентагондодекаэдра.

Таким образом, в ксенотуфах, слагающих валунные дайки, сульфидно-железистые минералы относительно редки и представлены одними лишь метакристаллами пирита, образующимися в основной массе породы на ранней стадии ее литификации (до образования трещин отдельности).

### Пирит из грязевых туфов

Пирит весьма характерен для грязевых туфов, где его поведение определяется многими причинами – положением в теле, в разрезе, общим содержанием сульфидов и другими.

#### *Илья-Вож*

Морфология и распределение пирита изучались в жиле мощностью около 20 см на контакте известняков и песчаников в кровле такатинской свиты. Она окрашена тонкодисперсным мельниковитом в черный цвет и содержит рассеянные кристаллы пирротина и марказита, которые характерны для краевых частей жилы и формировались раньше пирита.

Выделяются два типа пирита с различным распределением внутри жилы.

*Первый тип* характерен для переходной части жилы и представлен кубооктаэдрическими кристаллами размером 0,1-0,5 мм. Их поверхность часто матовая, мозаичная. Наиболее крупные пириты имеют слоистое строение граней вплоть до появления скипетровидных индивидов (рис. 2.51). Подобная форма может свидетельствовать о затрудненном неравномерном характере поступления растворов.

*Второй тип* расположен вдоль осевой части жилы. Это многочисленные мелкие (менее 0,1 мм) равномерно рассеянные кубические кристаллы, их сростки и уплощенные конкреции. Последние тянутся в виде «четочного» прожилка. Вероятно, конкреции образовались за счет собирательной перекристаллизации пиритовой вкрапленности, поскольку содержат пойкилитовые вроски мелких кубических кристаллов.

Симметричное распределение сульфидов в жиле (ранний пирротин и марказит – край, пирит первого типа – переходная зона, пирит второго типа – центр) отражает смещение сульфидного минералообразования к центральной части. Крупность относительно редких кубооктаэдров с мозаичной поверхностью в переходной зоне подтверждает возможность их возникновения на ранней стадии в еще довольно пронизанном субстрате (первая генерация) из перенасыщенных раство-

ров. Появление скипетровидных кристаллов может свидетельствовать об избирательном росте лишь отдельных участков в результате уменьшения питания. Большое число мелких кубических индивидов второго типа в центральной зоне говорит о более позднем формировании в условиях затрудненной диффузии с образованием многочисленных зародышей второй генерации. Дальнейшая циркуляция недонасыщенных растворов вдоль наиболее ослабленной центральной зоны могла привести к перекристаллизации части мелких кристаллов с появлением уплощенных конкреций.

Взаимоотношения сульфидов железа в жиле отражают их образование. Четко выделяются начальная пирротиновая, промежуточная марказитовая, кубооктаэдрическая и кубическая пиритовые стадии. Смещение минералообразования к центру жилы происходит на фоне увеличения кислородного потенциала и смены кислотного характера растворов на более нейтральный (или щелочной).

#### *Дресвянка*

Пиритовая минерализация локализована в теле грязевых туфов в лежачем боку взрывной структуры. Туфы характеризуются полосчато-складчатой текстурой. Она обусловлена чередованием светлых и темных полос, обогащенных окисленным пиритом и тонкодисперсным мельниковитом. Мощность туфового тела более 5-7 м. Содержание пирита превышает 230 кг/м<sup>3</sup>. Он слагает кристаллические корочки, конкреции, реже отдельные кристаллы и их срастания. Эти агрегаты вытягиваются в виде цепочек, слоев, придающих туфам флюидальную текстуру (рис. 2.52). В центре конкреций отмечается лимонит-гидролюдитый (мельниковит-гидролюдитый) материал, который служил затравкой для кристаллизующегося пирита. Часто строение конкреций сложное – зональное, отмечается до трех зон. Кристаллы представлены пентагондодекаэдрами с крайне незначительным развитием граней куба.

Полосчатое распределение пирита отражает его рост при перераспределении сульфида железа (мельниковитового материала) в анизотропной, остановившей свое движение, флюидальной глине. Зональное строение конкреций свидетельствует о пульсационном характере роста пирита.

#### *Волынка*

Пирит является существенной составляющей маломощных согласных и секущих жил (10-20 см), выполненных грязевыми туфами. Они залегают среди смятых в складки брекчированных бокситовидных пород пашийского горизонта, а также окаймляют тектонически «зака-

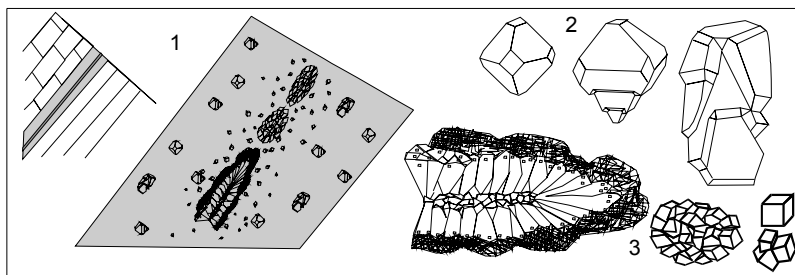


Рис. 2.51. Строение жилы грязевых туфов на р. Илья-Вож и симметричный (1) характер распределения пирита первого (2) и второго (3) морфологических типов

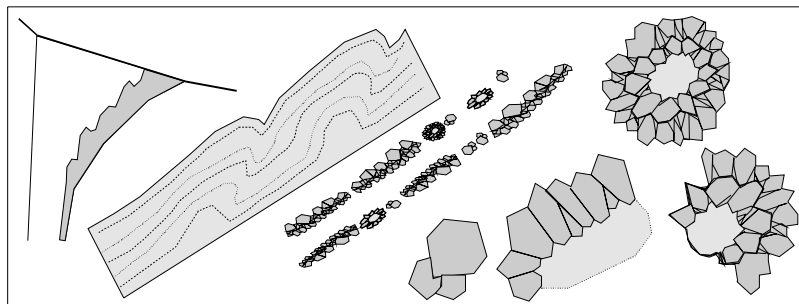


Рис. 2.52. Положение в взрывной структуре Дресвянки грязевых туфов и их флюидальная текстура, обусловленная цепочным распределением сростков и конкреций пирита

танные» в них глыбы известняков нижележащего бийского горизонта. Грязевые туфы окрашены в шоколадный цвет окисленным тонкодисперсным мельниковитом. Обычно наибольшая часть сульфидной минерализации приходится на пирит, который нарастает на более ранние индивиды марказита и пирротина.

В процессе изучения различных жил было установлено, что морфология пирита существенно зависит от их мощности.

В жилах, достигающих 10 см и более, содержание пирита превышает  $4-5 \text{ кг/м}^3$ . Он встречается с пирротинном и разнообразными кристаллами марказита. По размеру, внутреннему строению и морфологии уверенно выделяются два типа пирита.

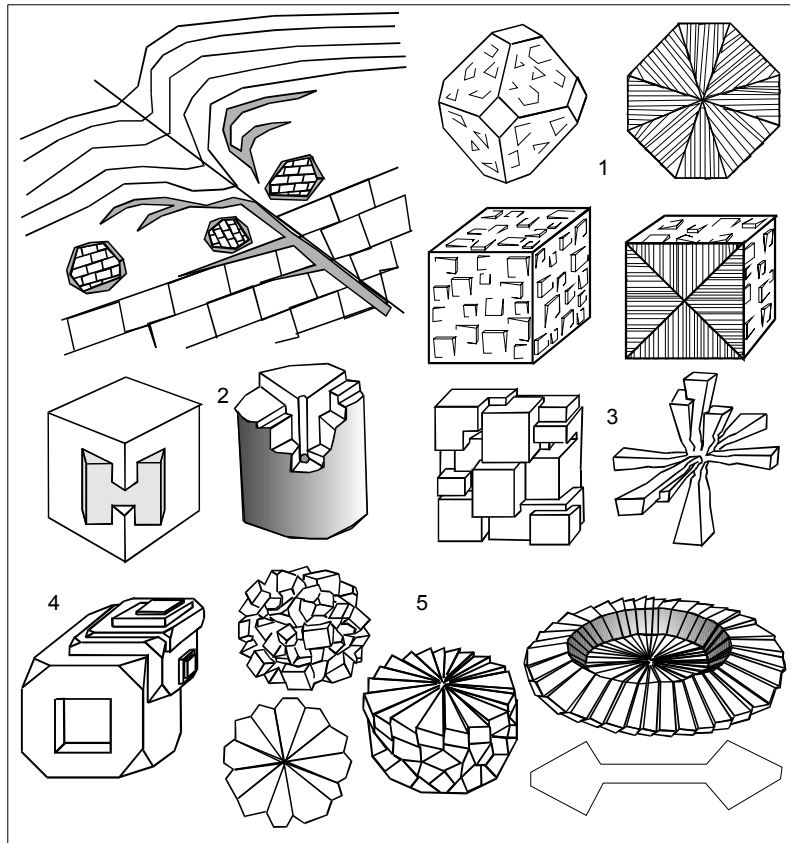


Рис. 2.53. Морфология пирита из жил грязевых туфов Волынского месторождения: 1 - метакристаллы с мозаичной поверхностью и радиально-секториальным строением; 2 - двойник и монокристаллическая псевдоморфоза по членику криноидеи; 3 - крайние случаи проявления дефектного строения (блочный и скелетный кристаллы); 4 - скипетровидный кристалл со слоистым нарастанием граней; 5 - обычные конкреции, полусферические и дисковидные сферолиты

*Первый тип* представлен более крупными кристаллами (0,2-5 мм в форме октаэдра и гексаэдра. Часто они эпитаксически нарастают на пирротин. Для них характерно радиально-секториальное строение (рис. 2.53), обусловленное накоплением и сохранением дефектов в

процессе быстрого роста. Каждый сектор состоит из параллельных игольчатых субиндивидов пирита, ориентированных по нормали к грани. Между ними иногда видны игольчато-пластинчатые вроски гидрослюды. Вероятно, эти включения и вызывают расщепление. Внутренняя дефектность пирита проявляется на гранях в виде блочности-мозаичности. В редких случаях обнаруживаются своеобразные скелетные кристаллы, также состоящие из игольчатых субиндивидов. Подобные образования представляются нам крайним случаем быстрого роста метакристаллов в пересыщенном водно-гидрослюдистом золе. Пирит данного типа встречается не только в виде отдельных индивидов в основной массе, но и активно замещает кальцитовые членики криноидей, образуя монокристаллические псевдоморфозы.

*Второй тип* представлен малочисленными мелкими (0,1-0,2 мм), гладкогранными индивидами пирита с различным соотношением гексаэдра и пентагондодекаэдра. Меньший размер кристаллов и совершенство отражают их более позднее образование и медленный рост из слабо перенасыщенных растворов.

В тонких прожилках, мощность которых 1-3 см, содержание сульфидов не превышает 3-4 кг/м<sup>3</sup>. Пирит в них ассоциирует с незначительным количеством марказита. Он представлен преимущественно конкрециями и кубооктаэдрическими кристаллами с блочной поверхностью и радиально-секториальным строением, сравнимыми с индивидами первого типа пирита из жил. Однако наряду с ними здесь отмечены полусферические, дисковидные сферолиты и скипетровидные формы с отдельными отрицательными площадками на гранях. Первые возникают при быстром росте из перенасыщенной среды с накоплением дефектов, вызывающих радиальное расщепление субиндивидов (сферолиты). Вторые отражают уже затрудненный доступ питающих растворов к растущим граням. Незначительный период роста пирита в прожилках подтверждается как появлением скипетровидных разностей, так и отсутствием кристаллов второго типа.

В жилах более ярко, чем в прожилках, проявлена кристалло-морфологическая эволюция простых форм пирита (рис. 2.54, 2.55).

Сначала из перенасыщенной и, вероятно, еще кислой после пирротина и марказита среды кристаллизуются комбинации октаэдра и куба (*первый тип*). Позже из слабо перенасыщенных растворов более щелочного характера – комбинации куба и пентагондодекаэдра (*второй тип*). В маломощных прожилках, где сульфидов относительно мало, пирит изменяется лишь в ряду октаэдр–куб.

В скважине Вл-1, представительные протоочки которой были любезно предоставлены В.Р. Остроумовым, пирит отмечен почти

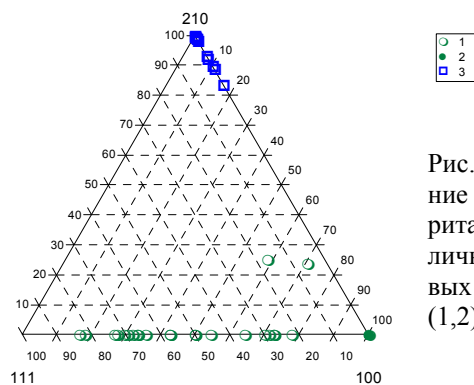


Рис. 2.54. Распределение простых форм пирита в кристаллах различного типа из грязевых туфов Илья-Вож (1,2) и Дресвянки (3)

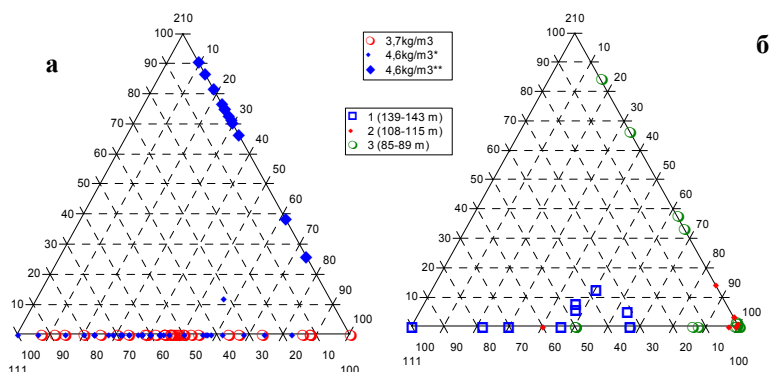


Рис. 2.55. Распределение простых форм в кристаллах пирита из грязевых туфов Волынского месторождения: а - из жил с различным содержанием пирита (звездочками показаны ранние и поздние генерации); б - с различных глубин скважины ВЛ-1

во всех интервалах. Самые значительные содержания (0,5-3,6 кг/т) зафиксированы на глубинах 85 - 150 м в маломощных (первые сантиметры) согласных зонах инъецирования глинистого материала и сульфидизации песчаников (ксенотуфы) и доломитов (реакционные туфы). Наряду с отдельными идиоморфными кристаллами, вкрапленными в гидрослюдистую массу, пирит цементирует песчинки осадочного кварца. Изучение показало, что по мере подъема по скважине с шагом 25-30 м постепенно возрастает выход пирита и меняется его кристалломорфология с октаэдрической на пентагондодекаэдрическую (рис. 2.55). Характер распределения его морфологических типов позволяет

сделать следующие выводы:

- при подъеме состав растворов эволюционирует, и из них отлагаются кристаллы со все более и более «рыхлыми» плоскими сетками (октаэдр → гексаэдр → пентагондодекаэдр);
- чем больше в породе пирита, тем существеннее становится роль граней пентагондодекаэдра;
- если принимать существенное количество марказита на глубоких горизонтах за показатель кислой среды, то смена простых форм пирита (октаэдр → гексаэдр) может отражать уменьшение кислотности.

#### *Ефимовка*

На Ефимовке морфология пирита была изучена как в сульфидно-гидрослюдистых, так и в преимущественно сульфидных туфах.

Сульфидно-гидрослюдистые грязевые туфы слагают на Ефимовке отдельные согласные линзы в зоне приповерхностной дезинтеграции. Подобные тела расположены в проницаемых для флюидов дезинтегрированных песчаниках. Этим можно объяснить сонахождение с пиритом большого количества марказита и смещение габитусных форм к левой (октаэдр – пентагондодекаэдр) «кислой» части диаграммы. Обычны и метакристаллы с мозаичной и блочной поверхностью. Однако кроме них в линзовидных туфах зафиксировано большое количество индивидов (около 75 % общей массы пирита) с «оспенной» поверхностью, которая придает кристаллам вид сушеных плодов вишни (рис. 2.56). Их размер варьирует от 0,2 до 1,5 мм. Простые формы различаются лишь на немногих, не столь сильно обезображенных «оспой». Встречаемость на таких кристаллах граней ромбододекаэдра составляет 80, октаэдра - 40, гексаэдра - 33, пентагондодекаэдра - 27 и тетрагонтриоктаэдра - 7%. «Оспины» часто выполнены гидрослюдой и имеют как правильные, так и неправильные очертания. Их размер составляет 0,05-0,15 мм.

Отмеченные закономерности морфологии и распределения «оспин» позволяют считать эти отрицательные формы на поверхности пирита отпечатками вростков гидрослюды. На кристаллах, образованных преимущественно ромбододекаэдром, «оспины» имеют ромбическую форму. Они могут по-разному распределяться на гранях: по периферии в виде прерывистой каймы, радиально или мозаично. Если кристалл пирита относительно мал, фиксируется одна пластинка слюды, которая может закрывать большую часть грани минерала-хозяина. Кроме закономерного рисунка отмечено полосовидно-паутинчатое распределение вростков округлой и амебовидной формы. «Оспинами»



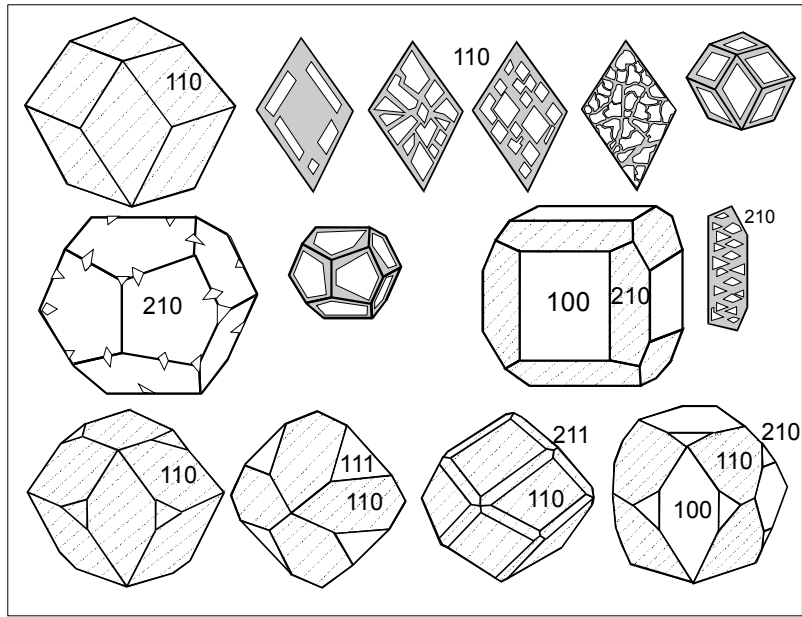


Рис. 2.56. Морфология «оспенного» пирита из линзы грязевых туфов Ефимовки и избирательный характер распределения эпитактических вrostков гидрослюда

покрыта вся поверхность кристаллов ромбододекаэдрического габитуса.

На пиритах с гранями пентагондодэкаэдра вrostки слюды тяготеют к ребрам (ромбические) и вершинам (треугольные). На гранях они отмечены лишь в случае малого размера или в кристаллах с комбинациями пентагондодэкаэдра и гексаэдра (который «оспин» не имеет). Также избирательно слюдистые вrostки «обходят» грани октаэдра.

Наблюдаемая морфология гидрослюдистых «оспин», распределение на поверхности кристаллов и размещение только на гранях с наименьшей плотностью элементарного слоя ( $\{210\}$ ,  $\{110\}$ ,  $\{211\}$ ) позволяет считать их эпитактическими и субэпитактическими вrostками.

Гидрохлоридно-сульфидно-железистые грязевые туфы слагают мощную (0,5-0,8 м) жилу, секущую зону приповерхностной дезинтеграции. В настоящее время все сульфиды железа окислены. Их морфология позволяет полагать, что наряду с обломками осадочных пород и захваченным песчаным материалом в туфах содержались (черные) тонкодисперсные мельниковитовые частицы, марказит (более 60% сульфидной массы) и пирит. Выделяются три морфологических типа пирита.

*Первый тип* представлен отдельными кубооктаэдрическими метакристаллами, рассеянными в основной мельниковит-гидрохлоридной массе.

*Второй тип* характеризуется икосаэдрическими кристаллами ( $\pm 100$ ), слагающими параллельно-шестоватый агрегаты с просечкой и уплощенные конкреции. Кристалломорфологическое измерение показало, что в пределах одного агрегата происходит довольно существенное изменение соотношения ширины граней различных простых форм (15-50%). Однако оно подчиняется общей направленности, характерной для данного типа.

*Третий тип* образуют мелкие щетки и друзы на стенках открытых полостей. Для них характерны грани куба и пентагондодекаэдра.

В отличие от других грязевых туфов описываемое тело обогащено железистыми минералами, кристаллизация которых вызвала литификацию и образование контракционных трещин, меняющих динамический режим минералообразования (как в ксенотуфах). Поэтому в этих породах наряду с обычными метакристаллами формируются агрегаты в открывающихся и уже открытых трещинах. Изменение среды минералообразования (твердо-вязкая среда  $\rightarrow$  открывающиеся трещины  $\rightarrow$  открытые трещины) вызывает в отличие от обычных грязевых туфов дискретное распределение морфологических групп, а образование существенной сульфидной массы в кислотную стадию (марказит), вероятно, и предопределило смещение габитусных форм пирита в левую (более «кислую») часть диаграммы.

Таким образом, для пиритов из грязевых ксенотуфов характерны следующие закономерности:

- обычно образуются две генерации пирита, которые растут в основной грязевой (водно-гидрохлоридной) массе: ранние, более крупные и дефектные из гидрохлоридно-мельниковит-водных перенасыщенных растворов, и поздние, более мелкие и совершенные – из водных менее перенасыщенных (и даже недонасыщенных) растворов;

- габитусные формы пирита образуют практически непрерывные «изоморфные» ряды: 111 – 100 – 210, причем более поздние генерации (в случае отсутствия привноса новых порций растворов) смещаются в правую часть;
- чем более мощным является тело ксенотуфов (и выше гипсометрическое положение в разрезе), тем большую роль в ограничении пирита имеют грани пентагондодекаэдра (Илья-Вож→Чурочная, Волынка→Дресвянка);
- нередко пириты образуют различные закономерные сростания с гидрослюдой, отражающие их совместное образование, в одних случаях это игольчато-пластинчатые включения, обуславливающие радиально-секториальное строение (Волынка), в других – параллельные граням (суб)эпитаксические вросстки, приводящие к появлению «оспенной» поверхности (Ефимовка).

\* \* \*

Присутствие рассеянного мельниковита, сферического и фрамбоидального пирита в ксенотуфах отражает перенасыщенность флюидов в начале литификации туфового материала и коллоидное состояние первичного сульфидно-железистого раствора.

Постепенная кристаллизация сульфидов из сульфидного геля приводит к обеднению раствора и преобразованию его из коллоидного в истинный. Как в ксенотуфах, так и грязевых туфах обычно образуются две генерации пирита, растущие в основной массе: ранние, более крупные и дефектные из гидрослюдисто-водных перенасыщенных растворов, и поздние, более мелкие и совершенные – из водных менее перенасыщенных (и даже недонасыщенных) гидротерм.

Различное содержание в породе водоемких глинистых (гидрослюдистых) частиц предопределяет различный характер дегидратации и литификации. Чисто глинистые тела обезвоживаются постепенно, что вызывает последовательное изменение образующихся в них габитусных форм пирита (111→100→210). В отличие от них в ксенотуфах при литификации формируются контракционные (усадочные) трещины, что увеличивает количество способов заполнения минералами пространства. Наряду с ростом из водонасыщенной глины (в основном из коллоидов), пирит кристаллизуется из отжатых истинных растворов в раскрывающихся и открытых полостях. Если ксенотуфы бедны песчаной составляющей, то вместо прожилков образуются долгоживущие капиллярные каналы.

Смена динамического режима (основная масса породы →трещины) и консистенции флюидов (коллоидный → истинный)

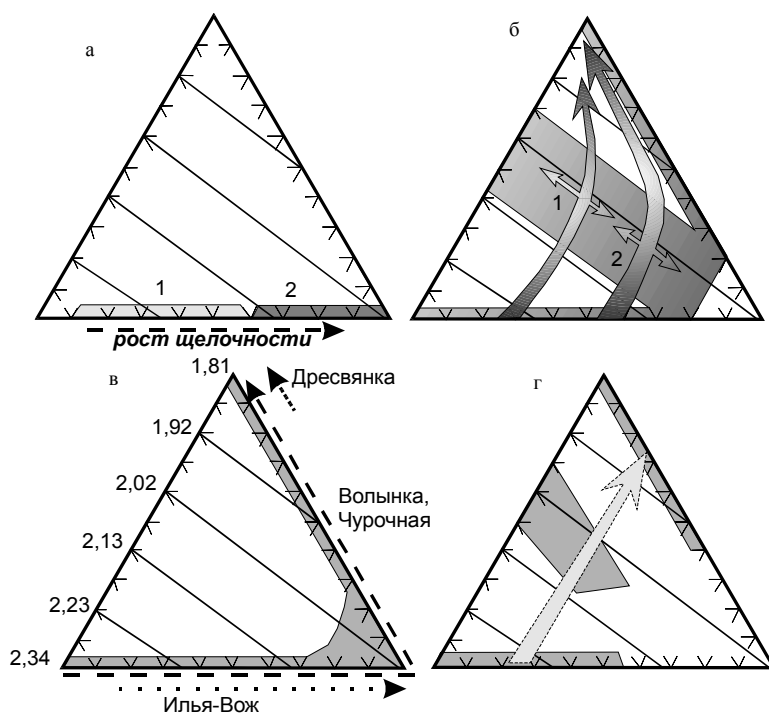


Рис. 2.57. Эволюционные ряды габитусных форм в пиритах из алмазонасных пирокластитов Полудово-Колчимского поднятия: а, б - из ксенотуфов Ефимовки (а - из основной массы с более кислым (1) и менее кислым (2) характером растворов, б-из прожилков); в, г - из железисто-гидрослюдистых (Илья-Вож, Волынка, Чурочная, Dresvyanka) и гидрослюдисто-железистых (Ефимовка) грязевых туфов

приводит к скачкообразному изменению габитусных форм ((111→100) → (100→(111+210)) → (100→210). Причем установлено, что при кислом характере растворов ряд тяготеет к левой (111-210) части диаграммы, а при более нейтральном или щелочном – к правой (111-100-210) (рис. 2.57). На предпочтительную кристаллизацию граней гексаэдра из нейтральных растворов указывает и В.Г. Прохоров (1989).

Эволюционные ряды габитусных форм пирита из вулканитов Полудово-Колчимского поднятия отличаются от рядов, установленных в колчеданной, золоторудной, скарново-магнетитовой,

ртутной рудных формациях и больше напоминают последовательность медно-молибденовых месторождений.

Наиболее полная последовательность образования сульфидов в грязевых туфах (мельниковит → пирротин → марказит → пирит) аналогична преобразованию сульфидного вещества (аморфный моносульфид → моноссульфид → дисульфид) в современных вулканогенных залежах срединно-океанических хребтов.

### **Другие сульфиды**

В алмазоносных пирокластитах Полюдово-Колчимского поднятия установлены не только сульфиды железа, но и другие. Однако как их встречаемость, так и содержание в породах чрезвычайно низки.

#### ***Халькопирит***

Встречен в ксенотуфах Дресвянки, Ефимовки и Чурочной, где его содержание не превышает 5-10 г/м<sup>3</sup>. Фиксируется в виде отдельных кристаллов (0,2-0,5 мм) в тонких контракционных прожилках мощностью 0,05-0,5 мм. На отдельных индивидах отмечаются грани одного и двух тетрагональных тетраэдров (рис. 2.58). Нередка штриховка, поперечная длинной оси. Кристаллы часто корродированы и покрыты корочкой барита или пленкой борнита. Халькопирит отмечается также в виде мелких присыпок на гранях крупных кристаллов прожилкового пирита. Нередко он покрыт сверху пленкой гидрослюда.

#### ***Сфалерит***

Сфалерит зафиксирован в реакционных (гидрослюдисто-карбонатных) туфах на Волынском месторождении в скв. 54/11-14,7 (материалы В.Р. Остроумова). Образует субидiomорфные октаэдрические кристаллы размером до 0,15 мм с характерной светло-коричневой и желтой окраской. Сопровождается «фрамбоидальным» пиритом, новообразованным доломитом и кристаллами кварца гексагонально-призматического облика.

В милонитизированных туфах р. Чурочной отмечен вместе с другими сульфидами и баритом в тонких прожилках. Для него характерен светло-коричневый цвет. Он слагает отдельные кристаллы (комбинации тетраэдров) размером 0,2-0,7 мм, двойники и друзовидные агрегаты, которые образуются позже халькопирита и обрастают баритом.

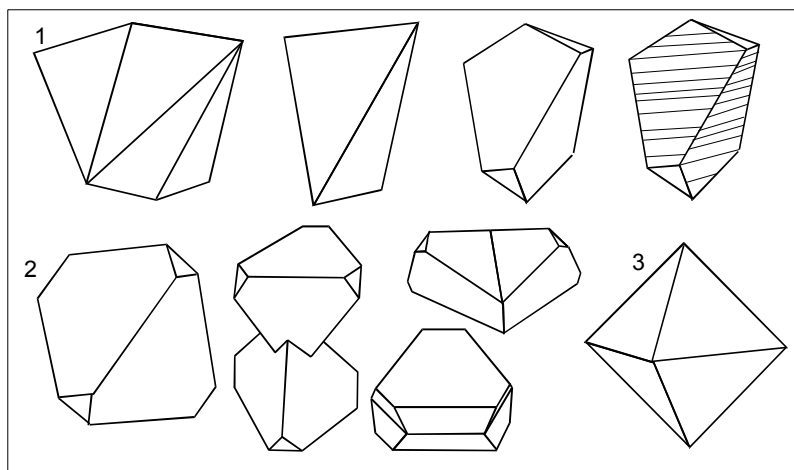


Рис. 2.58. Морфология кристаллов халькопирита (1) и сфалерита (2, 3) из прожилков в милонитизированных туфах р. Чурочной (1, 2) и реакционных гидрослюдисто-карбонатных туфов Волянки (3)

### ***Галенит***

Галенит отмечен в ксенотуфах Ефимовки и Дресвянки, грязевых туфах Ишковского карьера. Обычно образует отдельные мелкие кубические кристаллы размером 0,05-0,3 мм. Реже слагает мономинеральные жилы мощностью до 3-5 см и более (Ефимовка). В таких телах средне-, крупнозернистые агрегаты галенита имеют следы пластической деформации – изгиба и скольжения. В поверхностных условиях замещается зональным агрегатом из белого кристаллического англезита (внутренняя сторона каймы) и землисто-коричневого плюмбоарозита (?) (ее внешняя сторона).

Среди сульфидных прожилков в милонитизированных грязевых туфах р. Чурочная отмечен в срастании с халькопиритом.

### ***Киноварь***

Киноварь установлена на многих алмазных проявлениях (Ефимовка, Волянка, Чурочная, Илья-Вож, Ишковский карьер и др.) в виде мелких единичных зерен. Она встречена как в туфах, так и ксенотуфах. Образует неправильные уплощенные зерна и неполно ограненные кри-

сталлы размером 0,1-0,3 мм. В туфах Волынского месторождения киноварь нередко встречается с золотом и амальгамой, на р. Илья-Вож отмечена в ассоциации с самородной ртутью.

Появление халькопирита, сфалерита, галенита и киновари связывается нами с экстракцией халькофилов в сульфидный гель при взаимодействии сероводорода с туфами и дальнейшей его кристаллизацией. Взаимоотношение минералов в жилах свидетельствует о том, что халькофильные элементы отлагаются из растворов после сульфидов железа.

\* \* \*

Сульфиды образуются в течение длительного формирования и эволюции алмазоносного вещества. Они отражают восстановительные обстановки, существующие как в мантии, так и в приповерхностных условиях.

Включения в уральских алмазах говорят об обогащенности серой и железом сульфидного расплава, который сосуществовал с эклогитовыми минералами в процессе роста кристаллов алмаза. Высокое процентное содержание этих элементов в мантийном субстрате предопределяет их петрогенную роль в формировании пирокластических пород.

Вскипание кимберлитовой магмы, насыщенной флюидами (особенно водой), и преобразование глубинного материала в туфовые частицы с большой активной поверхностью способствовали их гидролизу, проходящему с выделением тепла. Сероводород сконцентрировался в головной части флюидно-магматической колонны. Его взаимодействие со взвешенными тонкими пепловыми частицами вызвало экстракцию рассеянных халькофилов и сидерофилов и образование сульфидного геля. Вероятно, в виде полидисперсной системы (вода – сероводород – сульфидный гель – измененные до слоистых силикатов пепловые частицы) и происходило внедрение. Только в взрывную стадию вода была в виде пара, а в более позднюю, грифонную, – жидкости.

Образовавшийся в процессе сульфидизации водород обусловил усиление восстановительной обстановки и исходный кислый состав флюидов. В процессе их подъема и эволюции возрастает роль кислорода. Моносульфиды сменяются дисульфидами, а затем и сульфатами. Подобные преобразования происходят и в вулканогенно-осадочных (колчеданных) месторождениях

В пирокластитах Полюдово-Колчимского поднятия восстанавливается следующая генерализованная последовательность кристаллизации минералов из сульфидного раствора: мельниковит → пирротин → марказит → пирит → халькопирит, галенит → сфалерит → кино-

варь (→сульфаты). Отложение этих минералов происходит вначале из перенасыщенных гидрослюдисто-водно-коллоидных растворов, что вызывает двойникование марказита, дефектное строение и мозаичную поверхность пирита. Рост в этой движущейся полидисперсной системе приводит к пластическим деформациям кристаллов пирротина. Из менее насыщенных (истинных) растворов, часть которых отжимается в трещины и даже может покидать эксплозивные структуры, образуются более совершенные индивиды марказита, пирита, халькопирита, галенита и др.

Поскольку большая часть сульфидов кристаллизуется на месте формирования пород, они позволяют проследить процессы движения пирокластического материала и механизм его литификации. Флюидальное распределение мельниковита говорит о течении ксеногенного и пирокластического материала, взвешенного в газе. Дефектные метакристаллы марказита и пирита (иногда содержащие синтаксические вросстки гидрослюды) из основной массы породы отражают наличие в межзерновом пространстве перенасыщенных глинисто-водных растворов. Образование отдельных кристаллов и параллельно-шестоватых агрегатов в открытых и открывающихся прожилках свидетельствует об уплотнении ранее пористой породы с образованием контракционных трещин, куда и устремляются отжатые растворы. Более того, нарушение общей последовательности кристаллизации, появление нехарактерных для определенных стадий минералов отражают миграцию через породы флюидов другого состава.

## КАРБОНАТЫ

Карбонаты, связанные с алмазонасными пирокластитам, весьма распространены и разнообразны как по составу, так и по способу образования. В отличие от осадочных пород, характеризующихся двумодальным распределением химического состава (доломиты и известняки), среди эндогенных карбонатов появляются железистые минералы (рис. 2.59). Изучение карбонатов из пирокластитов показывает, что их минералогическое разнообразие предопределяется как вмещающими толщами, так и растворами флюидно-магматической колонны.

Парагенетический анализ свидетельствует о том, что различные карбонаты связаны с пирокластитам различных минеральных фаций. Так, с гидрослюдистыми туфами связаны в основном кальциты и доломиты, а с пирокластикой хлоритового состава – преимущественно железистые карбонаты.



### Са-карбонаты (кальцит)

Состав карбонатных минералов, образованных при внедрении пирокластиков в известняковые породы, изучался на Северном Урале (Акчимский лог) и Среднем Урале (карьер в приустье р.Северной, Пашия). В первом случае вмещающими толщами являются отложения нижней перми, а во втором – визейского яруса нижнего карбона. По составу это практически чистые кальцитовые породы ( $\text{Ca}_{1,0-0,98}\text{Mg}_{0-0,02}[\text{CO}_3]$  и  $\text{Ca}_{0,97}\text{Mg}_{0,03}[\text{CO}_3]$ ). На этих проявлениях зафиксированы две группы новообразованного карбоната. Ранние ромбоэдрические кристаллы оранжево-бежевого цвета обычно локализованы в зальбандах пирокластитовых прожилков (рис. 2.60), а поздние (бесцветные призматически-скеленоэдрические) – либо окаймляют ранние, либо отмечаются на некотором удалении от туфовых тел. По составу обе генерации карбонатов практически не различаются между собой ( $\text{Ca}_{0,96-0,97}\text{Mg}_{0,04-0,03}[\text{CO}_3]$ ,  $\text{Ca}_{0,97-1,0}\text{Mg}_{0,03-0}[\text{CO}_3]$  в Акчимском логу и  $\text{Ca}_{0,99-1,0}\text{Fe}_{0,01-0}[\text{CO}_3]$ ,  $\text{Ca}[\text{CO}_3]$  в Пашии).

Образование одинаковых морфологических типов карбоната и их кальцитовый состав свидетельствует об углекислом составе растворов, сопровождающих пирокластиты, и сходстве условий кристаллизации, как на Северном, так и Среднем Урале.

### Са- и Mg-Са-карбонаты

Новообразованные кальциты и доломиты весьма распространены на месторождениях как Северного, так и Среднего Урала. Обычно в проявлениях преобладает кальцит, свидетельствующий о низкой магнезиальности образующих его гидротермальных растворов.

Такие примеры отмечены на р. Ефимовке (Полудово-Колчимское поднятие), Золотанском и Ябуровском проявлениях (Акчимский район), Крестовоздвиженском месторождении (Средний Урал).

*На р. Ефимовке* (месторождение Рассольнинская депрессия Южная) наряду с незначительным количеством сидерита в основной массе пирокластитов карбонаты образуются в экзо-контактной части туфовых тел среди вмещающих доломитов ( $\text{Ca}_{0,84-0,88}\text{Mg}_{1,16-1,12}[\text{CO}_3]_2$ ) колчимской свиты силура. Новообразованный кальцит ( $\text{Ca}_{0,95-0,96}\text{Mg}_{0-0,02}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}_{0,02}[\text{CO}_3]$ ) отмечен в гнездах и на стенках каналов выщелачивания. Обычно интерстиции между идиоморфными кристаллами выполнены серо-голубой гидрослюдистой глиной. Кальциевый состав карбоната, отлагающегося в каналах выщелачивания, отражает низкомагнезиальный состав углекислых растворов, отделяющихся от туфового материала.

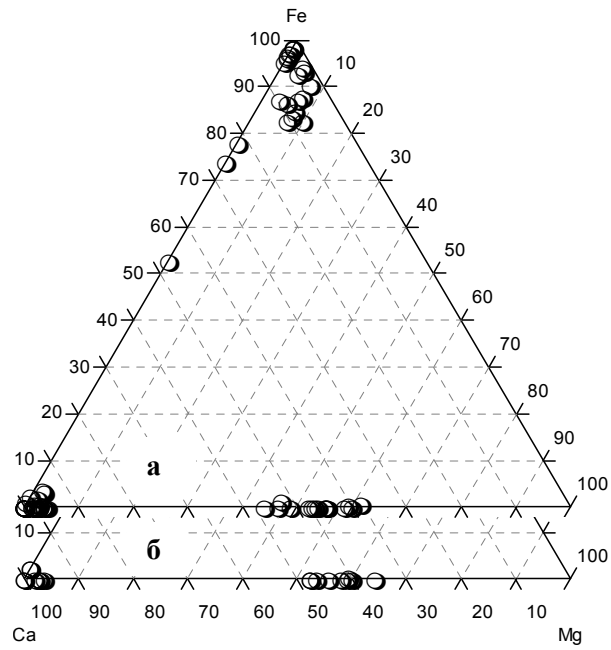


Рис. 2.59. Состав карбонатов, связанных с пирокластитами (а), и вмещающих осадочных пород (б)

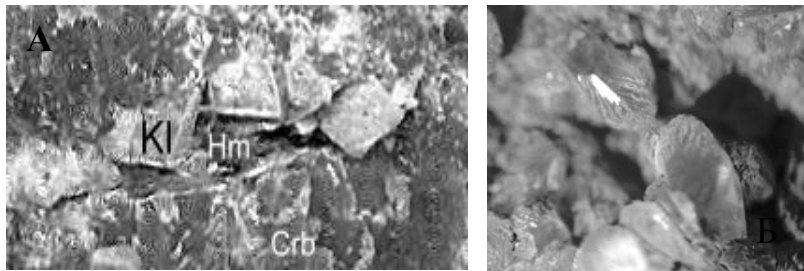


Рис. 2.60. Карбонаты приустья Северной (Пашийский район): А – ранний ромбоэдрический кальцит (Kl) в зальбандах гидрослюдистой прожилка (Hm) в каменноугольных известняках (Crb); Б – поздний призматическо-скаленоэдрический кальцит в полости брекчированного известняка

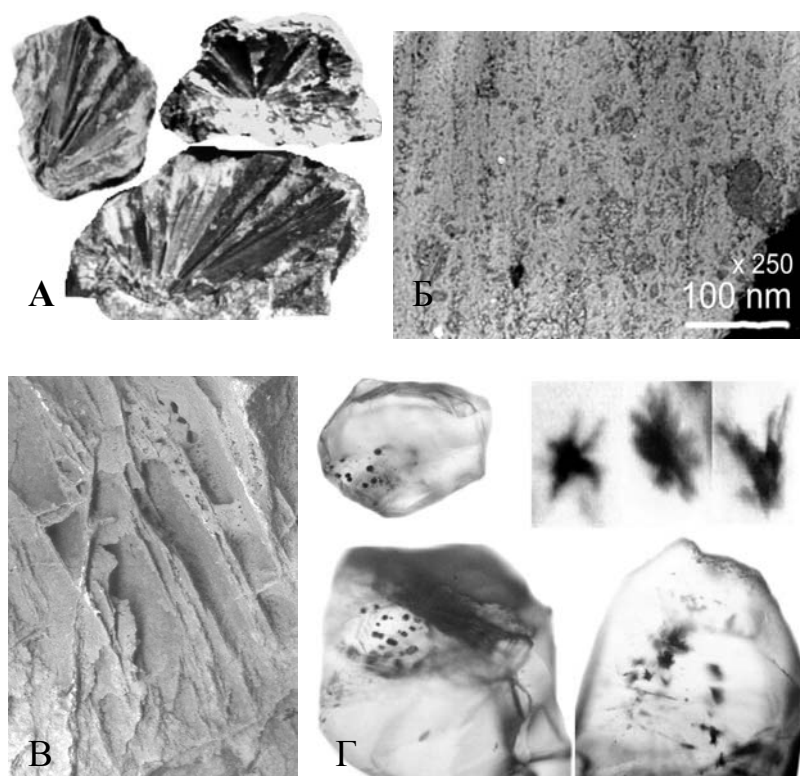


Рис. 2.61. Морфология и внутреннее строение карбонатов Ябуровского проявления: А, Б – ранние гидрослюдисто-кальцитовые агрегаты; В – формы выщелачивания вмещающих доломитов; Г – включения битумов в позднем кальците

На *Ябуровском* проявлении внедрение пирокластитов в черные доломиты ( $\text{Ca}_{0,82-0,95}\text{Mg}_{1,05-1,18}[\text{CO}_3]_2$ ) верхнего девона сопровождается выщелачиванием вмещающих доломитов с образованием ячеистых каверн (рис. 2.61) и различных выделений кальцита ( $\text{Ca}_{0,96-1,00}\text{Mg}_{0-0,04}[\text{CO}_3]$ ). Наиболее широко развиты конкрециевидные радиально-лучистые агрегаты диаметром до 10-20 см. Их положение в центре туфовых тел и насыщенность тонкодисперсными гидрослюдистыми частицами отражают формирование в водонасыщенной пирокластике. Довольно распространены также параллельно-шестоватые

агрегаты с просечкой, свидетельствующие о росте в раскрывающихся трещинах при обезвоживании и усадке туфвого материала. Отмечаются прозрачные кристаллы в полостях, которые нередко содержат битумоиды в виде округлых и дендритовых включений.

Образование кальцита в пирокластитах, морфология и включения в нем свидетельствуют о том, что карбонат кристаллизовался на всем протяжении литификации пирокластического материала из низкомагнезиальных растворов, содержащих органические растворители, способствующие миграции углеводородов (битумоидов).

В реакционных гидрослюдисто-карбонатных туфах *Золотанки* магнезиально-кальциевый минерал является весьма характерным. Он представлен доломитом ( $\text{Ca}_{0,81-0,95}\text{Mg}_{1,19-1,05}[\text{CO}_3]_2$ ), слагающим основную часть пирокластитов. Кальцит отмечен лишь в виде включений в доломите и в виде кайм вокруг кристаллов клейофана. Однако вмещающие доломиты в экзоконтактной зоне подвержены значительным процессам дедоломитизации. От исходной породы остаются лишь доломитовые ( $\text{Ca}_{0,72-0,93}\text{Mg}_{1,28-1,07}[\text{CO}_3]_2$ ) ядра (рис. 2.62). Они окаймлены новообразованным кальцитом с формулой  $\text{Ca}_{0,98}\text{Mg}_{0,02}[\text{CO}_3]$ .

Туфы Золотанки содержат остроугольные псаммитовые зерна кварца, разбиты «косыми» кливажными трещинами и сопровождаются зеркалами скольжения, что позволяет рассматривать их как милониты. Вероятно, именно условия сжатия препятствовали оттоку из вмещающих пород растворенного магния, который связывался в виде доломитового цемента пирокластитов.

На *Крестовоздвиженском* месторождении также широко проявились процессы изменения вмещающих доломитов ( $\text{Ca}_{0,8-0,81}\text{Mg}_{1,2-1,18}[\text{CO}_3]_2$ ) и переотложения карбонатного вещества. Вдоль линейных зон, среди пород рамы, проявился диффузионный и инфильтрационный метасоматоз. Как и на Золотанке, вмещающие доломиты подвержены дедоломитизации и сохраняются лишь в виде реликтов ( $\text{Ca}_{0,89-0,8}\text{Mg}_{1,11-1,2}[\text{CO}_3]_2$ ). Основная же часть вторичных пород сложена кальцитом с формулой  $\text{Ca}_{1-0,98}\text{Mg}_{0-0,02}[\text{CO}_3]$ . Диффузионная природа дедоломитизации подчеркивается ритмичным распределением гидроксидов железа, количество которых убывает на удалении от проницаемых зон. О проявлении инфильтрационного метасоматоза свидетельствует штокверк доломит-кальцитовых прожилков. Кальцит ( $\text{Ca}_{0,98}\text{Mg}_{0,02}[\text{CO}_3]$ ) является в них наиболее ранним и преобладающим минералом, а доломит ( $\text{Ca}_{0,76}\text{Mg}_{1,23}[\text{CO}_3]_2$ ) образует тонкие каймы и выполняет промежутки. На удалении от этих зон, среди неизменных карбонатов, зафиксированы гнезда, инкрустированные доломитом ( $\text{Ca}_{0,9-0,83}\text{Mg}_{1,1-1,17}[\text{CO}_3]_2$ ) с редкими кристаллами кварца.

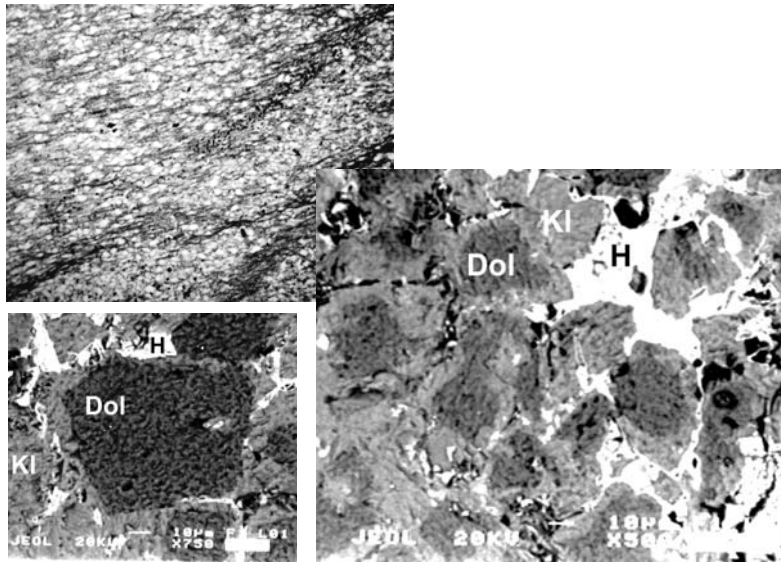


Рис. 2.62. Карбонаты Золотанского проявления: А – милонитизированный гидрослюдисто-доломитовый туф; Б – взаимоотношение карбонатных минералов в доломитах, вмещающих тела пирокластитов (Dol – реликты доломита, Kl – каймы новообразованного кальцита, H – гетит)

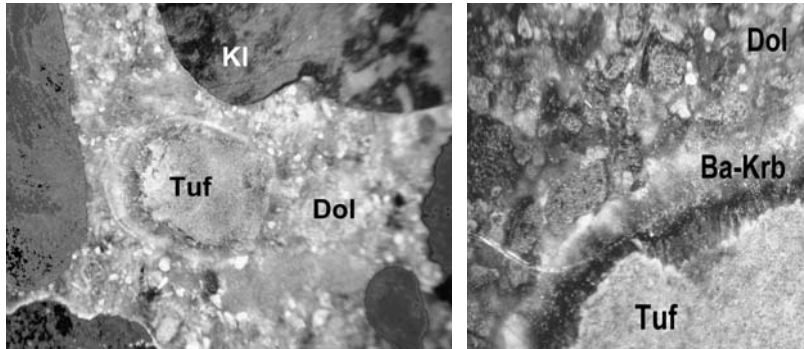


Рис. 2.63. Взаимоотношения минеральных фаз в «галечных карбонатах» Дресвяной Степи: Kl – обломки известняков деминской свиты; Dol – базальный доломитовый цемент; Tuf – туфовые обломки с реакционной каймой бариевого карбоната (Ba-Krb)

Все эти примеры показывают, что из углекислых флюидов, сопровождающих пирокластический материал, кристаллизуется в основном кальцит, а вмещающие доломиты подвергаются дедоломитизации. Как известно [37] магнезиально-кальциевый карбонат кристаллизуется только при  $Mg/Ca \geq 1$ , то есть эндогенный раствор характеризовался исходной низкой магнезиальностью. Доломит на контакте с туфовым материалом образуется только в условиях сжатия, препятствующих выносу растворенного магнезия из вмещающих пород.

Исключением из общей закономерности являются своеобразные «карбонатиты» *Дресвяной Стени*. Они связаны с более древними (неалмазоносными) пирокластическими образованиями. «Карбонатиты» слагают секущие галечные дайки, насыщенные хорошо окатанными галькой и гравием бурых (гетит-кальцитовых) известняков деминской свиты рифея и хлоритовых туфов. Туфовый материал присутствует также в виде неправильных мелких обломков дресвяной и псаммитовой размерности. В целом распределение ксеногенного материала полосчато-струйчатое. Цементом (базальным) служит светло-серый доломит с формулой  $Ca_{0,9}Mg_{1,1}[CO_3]_2$ . Кроме основной массы карбонат зафиксирован в виде реакционных кайм вокруг крупных туфовых обломков (рис. 2.63). Внешняя сторона таких оболочек ровная, что говорит об окатанной поверхности туфовых обломков, а внутренняя зазубренная, свидетельствующая о росте кристаллов карбоната за счет замещения туфа. Состав этого реакционного минерала весьма необычен – бариевый сидерито-родохрозит с формулой  $Ba_{0,02-0,03}Ca_{0,11-0,12}Fe_{0,35-0,39}Mn_{0,47-0,50}[CO_3]$ .

Исследование туфовых обломков показало, что наряду с высокой железистостью (24-43 мас.% FeO, 3-6 мас.% MgO, 0-0,5 мас.% MnO) для них характерны микровключения сульфидов, самородных фаз (серебро, латунь) и барита. Сульфиды (Ni-Co-пирит, халькопирит) в виде рассеянной вкрапленности и отдельных скоплений отмечены и в основной доломитовой массе цемента. Вероятно, химизм туфов и предопределил столь необычный состав метасоматического карбоната.

Секущее положение тел этих необычных конгломератов, струйчато-полосчатое распределение галечного и псаммитового материала, погруженного в базальный карбонатный цемент, и преобразование туфовых обломков позволяют считать доломит основной массы магматическим, а бариевый сидерит-родохрозит – метасоматическим минералом. Сами же тела, вероятно, образовались в результате флюидизации и галтовки пирокластических и осадочных пород более поздними углекисло-карбонатными флюидами и являются разновидностью валунных даек – галечными жилами.

### *Fe- и Fe-Mn- карбонаты*

Карбонаты преимущественно сидеритового состава наиболее характерны для пирокластитов, залегающих среди докембрийских пород и сложенных в основном хлоритовыми минералами.

На Полюдово-Колчимском поднятии наиболее яркое проявление железистых карбонатов обнаружено в хлоритовых ксенотуфах **р. Илья-Вож** в 2 км от устья. Они представлены сферами диаметром около 0,1-0,3 мм, их сростками, редко достигающими крупного размера (до 10 см). Несмотря на то, что выделения мелкие, суммарное содержание карбоната достигает 25 кг/т и на него приходится более 99 % тяжелой фракции.

Выделяются два морфоструктурных типа сферолитов (рис. 2.64, 2.65). Первый представлен почти идеальными шариками с гладкой поверхностью. Обычно они тонкостенные, а внутри бывают полыми или содержат шар меньшего диаметра (тоже иногда полый). Для более распространенных сферул второго типа характерна поверхность, осложненная сетью трещин, и отсутствие полости в центре индивидов. Подобное внутреннее строение – пустоты в центре и концентрические полости, придающие индивидам «матрешечное» строение, радиальные трещины «усыхания» на поверхности не полых индивидов – свидетельствует о литификации глобулей от краевых частей к центру за счет обезвоживания карбонатного коллоида. В.В. Чухров [178] указывает, что образование такого осадка возможно из перенасыщенных растворов бикарбонатов при улетучивании углекислого газа.

Сферы часто образуют сростания, цепочки, неправильные скопления. Нередки случаи, когда карбонатные шарики нарастают на вершины остроугольных обломков кварца, раздробленных предшествующей флюидно-эксплозивной дезинтеграцией. Представляется, что пересыщение растворов произошло после инъекционно-эксплозивного внедрения пирокластике в проницаемую терригенную толщу. Отделившиеся газы (CO<sub>2</sub>) вызвали образование коллоидных частиц, часть которых была притянута к катаклазированным и, вероятно, поляризованным осколкам кварца.

Оба типа шариков представлены сидеритом с довольно высоким содержанием марганца (8-15 мол. % MnCO<sub>3</sub>) – олигонитом. Краевые части наиболее богаты родохрозитовой составляющей (15 мол. %) и бедны кальцитовой (1,5 мол. %). В центре количество MnCO<sub>3</sub> понижается до 10-8 мол. %, а CaCO<sub>3</sub> повышается до 3,6 мол. %. В одной сферуле второго типа отмечена внутренняя зона, представленная необычным минералом Ва-Mn-Fe-анкеритом с формулой Ca<sub>0,88</sub>(Ba<sub>0,02</sub>Mn<sub>0,12</sub>Fe<sub>0,98</sub>)[CO<sub>3</sub>]<sub>2</sub>.

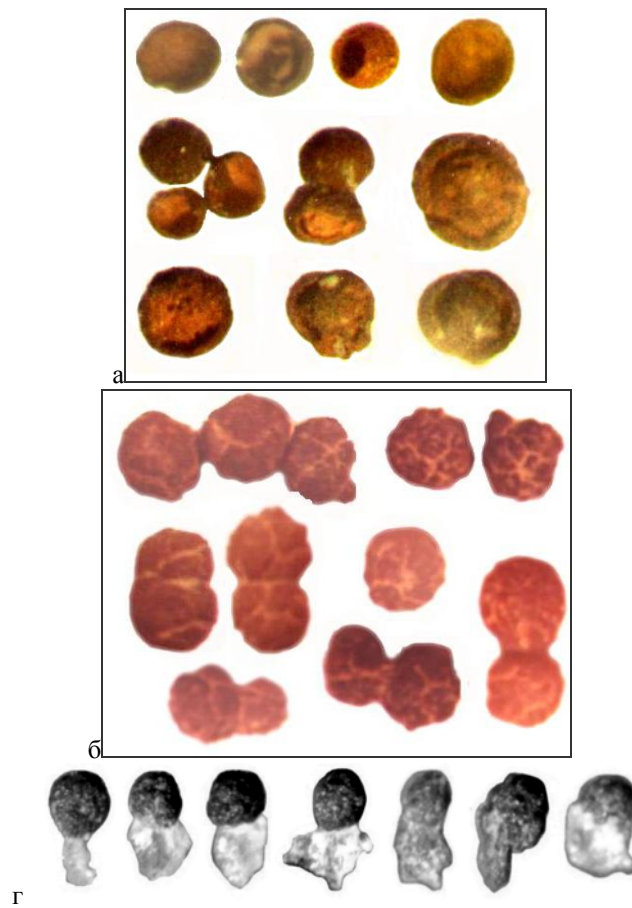


Рис. 2.64. Морфология олигонита из хлоритовых ксенотуфов р.Илья-Вож: а – гладкостенные сферулы (полье и «матрешки»); б – сферулы с трещинами усыхания, агрегаты сферолитов; г – глобулы нарощие на осколки ксеногенного кварца

Железистый состав карбонатов и обогащенность породообразующего хлорита пирокластитов железом (25-30 мас.% FeO и 6-11 мас.% MgO) позволяют предполагать, что гидролизу были подвержены породы более основные, чем кимберлиты. Если для последних взаимодействие силикатов Mg, Ca и Fe (оливин, монтчеллит) с H<sub>2</sub>O и



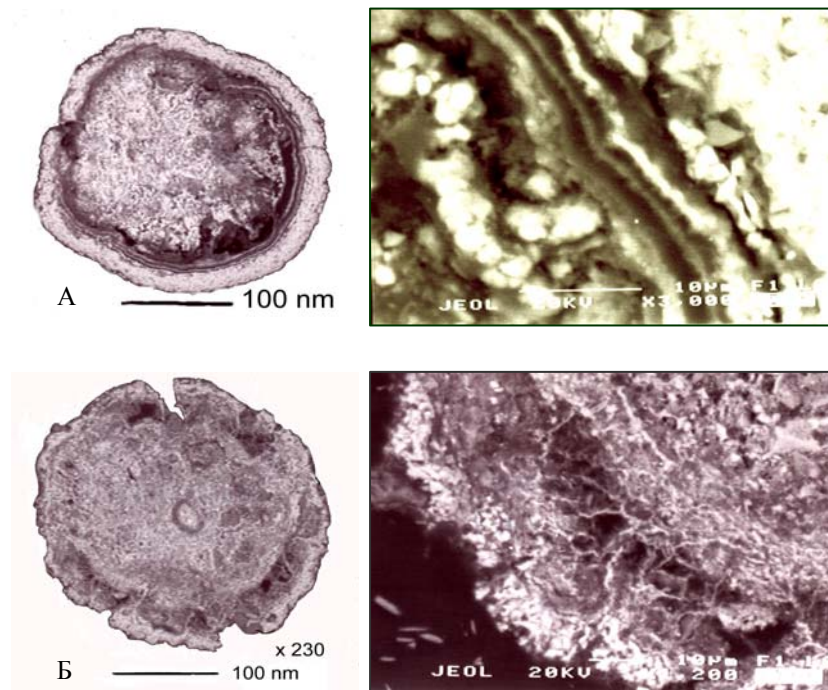


Рис. 2.65. Внутреннее строение полых гладкостенных (А) и трещиноватых (Б) сферул олигонита из пирокластиков хлоритовых ксенотуфов р.Илья-Вож

CO<sub>2</sub> приводило к образованию серпентина, магнетита, кальцита, то в пирокластитах р. Илья-Вож формировался хлорит с железистостью 0,59-0,74 и сидерит. Это говорит о низкой магниальности и кальциевости алмазносной магмы и ее бедности оливином и Са-силикатами (диопсид, монтichelлит). Рассеяние вулканического материала в осадочной тоще вызвало быстрое отделение CO<sub>2</sub> и коагуляцию карбонатного железа. Его обособление в виде сферул может отражать турбулентное движение водно-хлорит-ксеногенной взвеси в газовом потоке. Подобные оолиты кальцита и арагонита были получены в условиях

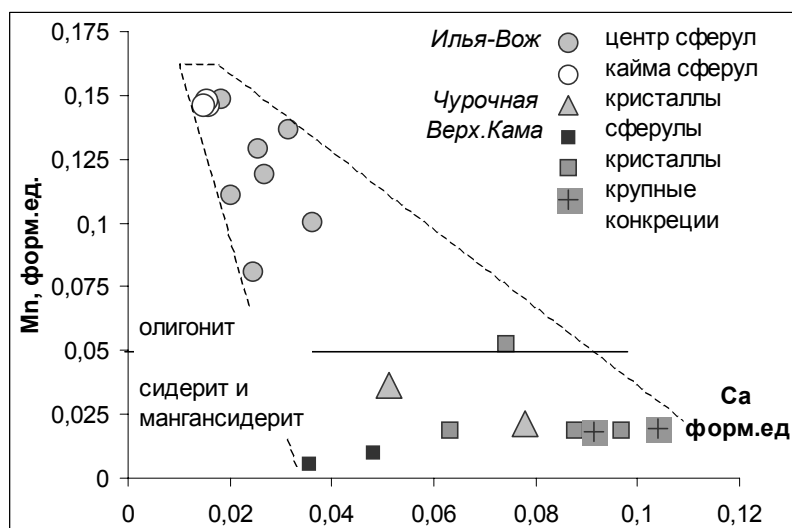


Рис. 2.66. Соотношение Са-Mn в железистых карбонатах Полюдово-Колчимского поднятия и юрских отложений Верхней Камы

непрерывного перемешивания или кипячения [71]. Ассоциация карбоната с вивианитом свидетельствует о восстановительном щелочном характере минералообразующих растворов.

На *р. Чурочной* железистый минерал образует скопления субидiomорфных метакристаллов в гидрослюдистых пирокластитах, которые слагают жилы, окаймляющие крупные доломитовые дуплексы. По составу он отвечает сидериту с формулой  $Fe_{0,84-0,83}Ca_{0,05-0,08}Mg_{0,07}Mn_{0,04-0,02}[CO_3]$ . Размер отдельных индивидов составляет 1-3 мм. В них, как и в гидрослюдистой массе туфов, отмечено много включений сульфидов и самородного цинка. По сравнению с сидеритами *р. Илья-Вож* он беднее марганцем и богаче кальцием (рис. 2.66). Его железистый состав также указывает на низкую магнетиальность исходной алмазноносной магмы.

Сидерит отмечен и на других проявлениях, но в меньших количествах. В виде сферул, часто окисленных, он зафиксирован практически на всех алмазных месторождениях Полюдово-Колчимского поднятия (Волынка, Ефимовка и др.). Кроме того, сидерит отмечен в виде ромбоэдрических кристаллов на стенках трещин в ксенотуфах, где он отлагался раньше кварца (Ефимовка).

Сходство с железистыми карбонатами алмазных месторождений Северного Урала проявляют и сидериты юрских отложений Верхней Камы. По составу карбоната ( $\text{Fe}_{0,81-0,96}\text{Ca}_{0,04-0,10}\text{Mg}_{0-0,09}\text{Mn}_{0,01-0,05}[\text{CO}_2]$ ) и связи с гидрослюдистыми образованиями (туфами?) они сопоставимы с минералами Чурочной. Выделяется несколько морфологических групп: сферулы, отдельные ромбоэдрические кристаллы и крупные стяжения тонкозернистого строения. От первых к последним растет содержание кальция, отражающее, вероятно, снижение перенасыщения и эволюцию растворов.

\* \* \*

Карбонаты образуются на всем протяжении становления алмазоносных пирокластитов и в разных частях флюидно-магматической колонны. Наиболее ранними являются сферулы сидерита, которые формируются из коллоидных растворов, возникших при хлоритизации пирокластического материала и перенасыщении флюидов углекислотой (хлоритовая фация). Его морфология отражает коагуляцию в процессе турбулентного подъема и перемешивания внедряющейся туфо-ксеногенной взвеси. Последующая кристаллизация сидерита, несколько обогащенного кальцием, происходила из менее перенасыщенных истинных растворов на границе хлоритовой и гидрослюдистых фаций. Парагенезис с вивианитом, сульфидами и самородными фазами отражает наиболее восстановительный характер флюидов.

Среди туфов гидрослюдистого состава, сформировавшихся во фронтальной части флюидно-магматической колонны, кристаллизуется в основном кальцит. Непременным условием его возникновения является карбонатный состав вмещающих пород, свидетельствующий о том, что кальций заимствуется из осадочных толщ. В проявлениях, где отмечается несколько морфологических типов карбоната (гидрослюдисто-кальцитовые сферолиты, шестоватые агрегаты с просечкой, прозрачные кристаллы в полостях), видно, что он формируется при последовательном обезвоживании пирокластического материала. Магний, перешедший в раствор при дедоломитизации пород рамы, обычно выносятся за пределы месторождений.

Наблюдаемая последовательность образования карбонатов на алмазных месторождениях свидетельствует о том, что состав растворов эволюционировал от ранних углекисло-железистых к углекисло-кальциевым.

В отличие от алмазоносных для древних безрудных пирокластитов Дресвяной степи характерен высокомагнезиальный состав (карбонатитовых?) флюидов.

### *Изотопный состав С и О карбонатов*

Изучение изотопного состава С и О карбонатов весьма эффективно при анализе месторождений самого различного происхождения: от эндогенных карбонатитовых и гидротермальных до осадочных и гипергенных.

Несмотря на большое количество данных по изотопии, генетической типизации карбонатов из кимберлитов практически нет. Вероятно, это обусловлено продолжительной эволюцией эндогенного материала в мантии, в процессе подъема магмы и в приповерхностных условиях, многократным переотложением и вовлечением С и О различной природы.

Для мантийного диоксида углерода характерны следующие значения:  $\delta^{13}\text{C} = -5,0 \dots -7,0$  и  $\delta^{18}\text{O} = 5,6 \dots 8,2$  ‰ [16, 146]. Следовательно, наличие минералов с близкими величинами могло бы отражать участие мантийных флюидов и, в частности углекислоты, в образовании пород, выполняющих алмазоносные трубки. Однако такие карбонаты в кимберлитах попадаются крайне редко. Подобный состав зафиксирован только в молодых щелочно-ультраосновных породах севера Сибирской платформы (трубки Обнаженная, Хризолитовая, Оливиновая, Второгонница и др.) [29]. Большая же часть кимберлитов, в том числе и их массивные разности, наименее подверженные процессам поздней карбонатизации, обогащены тяжелым изотопом кислорода и легким – углерода. Не отвечают карбонатитовым и микролиты кальцита трубки Удачная ( $\delta^{13}\text{C} = -3,6 \dots -4,3$  и  $\delta^{18}\text{O} = 15 \dots 16,5$  ‰), магматическая природа которых не вызывает сомнения [29].

Какими процессами вызвано изменение первичного мантийного соотношения изотопов? В основном вариации составов объясняют процессами фракционирования (в закрытой системе) или контаминации (в открытой). Увеличение содержания  $^{12}\text{C}$  и  $^{18}\text{O}$  в алмазоносных породах связывалось [29] с привнесом углекислоты, образованной в результате окисления органического вещества. Существует также представление о том, что карбонатное вещество могло ассимилироваться кимберлитовыми расплавами в результате субдуцирования осадочных комплексов в краевых частях платформ [3] и, следовательно, обогатиться более тяжелыми изотопами О и С.

Данные о пространственном распределении изотопных составов карбонатов из массивных кимберлитов различных районов Сибирской платформы, приведенные в работе [29], позволили установить следующую закономерность. При переходе от северных слабоалмазоносных полей к алмазоносным центральной части кратона карбонат постепенно обогащается «тяжелым» кислородом и «легким» углеродом.

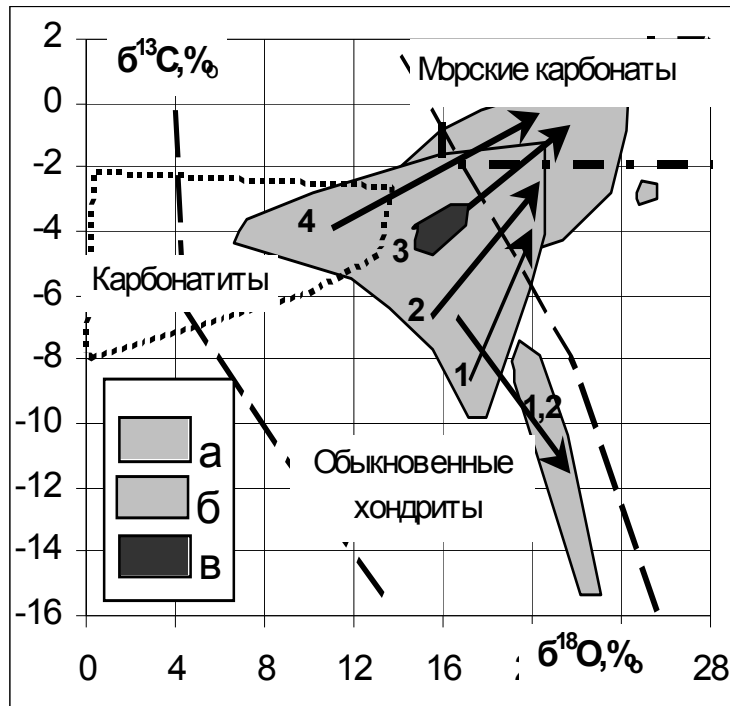


Рис. 2.67. Изотопный состав С и О карбонатов в полях кимберлитов Сибирской платформы (по материалам Галимова, Уханова, 1989): а – массивные кимберлиты, б – брекчиевидные кимберлиты и туфы, в – микролиты магматического карбоната из трубки Удачная. Усредненные эволюционные тренды изотопного состава карбонатов различных кимберлитовых полей: 1 – Верхнемунского, 2– Малобатуобинского и Далдыно-Алакитского, 3 – Чомурдахского, Укукитского и Лукачанского, 4– Верхне-Молодинского и Куокского

Изменение изотопного состава происходит почти линейно в следующей последовательности: Куокское и Лукачанское поле → Чомурдахское, Укукитское → Далдыно-Алакитское, Малобатуобинское (рис. 2.67). Из общей последовательности выбиваются только кимберлиты Верхнемунского поля центра Сибири, которые наиболее бедны  $^{13}\text{C}$ . Таким образом, можно говорить о том, что изотопный состав С и О зависит от пространственного положения алмазоносных трубок на платформе. Закономерное облегчение углерода и утяжеление кислоро-

да от края платформы к ее центру противоречит представлениям о субдукционной природе карбонатного вещества в мантии и о привнесении углекислоты, образованной в результате окисления органического вещества, хотя плавление осадочных карбонатов под влиянием кимберлитовых или других расплавов вполне возможно. Процессы плавления эвапоритовых доломитов под действием трапповой магмы установлены в Ангаро-Илимской группе месторождений [148]. Вероятно, этим же явлением можно объяснить необычно тяжелый ( $\delta^{13}\text{C} = -0,4$ ,  $\delta^{18}\text{O} = 27,1$  ‰) изотопный состав карбонатных ликвидационных выделений в кимберлитах Благодатского комплекса [155].

При переходе к центральной части платформы изменяется не только изотопный состав С и О, но возрастает и содержание карбонатной составляющей в кимберлитах. В соответствии с современными представлениями именно карбонатизация гранатового перидотита и является причиной образования кимберлитового расплава [43]. Более того, установлено, что растворимость  $\text{CO}_2$  в кимберлитах находится в прямой зависимости от давления [186], т. е. чем глубже заложен очаг, тем выше будет содержание диоксида углерода в расплаве. Отмечено [69], что количество карбоната мантийного происхождения в кимберлитах может достигать 50 %. Примечательно, что на диаграмме (рис. 2.67) область массивных кимберлитов почти полностью перекрывается полем обычных каменных хондритов, наиболее близких к мантии.

Углекислота, близкая по соотношению изотопов к мантийной, зафиксирована в молодых, наименее измененных монтичеллитовых кимберлитах севера Сибири. Они характеризуются относительно низким содержанием карбонатного компонента и простым (однофазным) строением тел. Древние трубки, расположенные в центральной части платформы, намного богаче диоксидом углерода, более разнообразны петрографически, сильнее изменены и сложнее устроены. Отсюда может следовать, что обогащение легким углеродом и фациальные особенности кимберлитов обусловлены флюидным режимом в верхней мантии. Об этом же свидетельствуют установленные в самом алмазе сверхплотные включения  $\text{CO}_2$ , карбонатов и высококальциевых пироксенов, кристаллизация которых была возможна лишь из ультракальциевых карбонатно-силикатных расплавов [119].

Продолжительное взаимодействие углерода флюидов с силикатным материалом, вероятно, приводило к связыванию тяжелого изотопа образующимися алмазами (и карбидами). Возможно, существенным фактором, вызывающим облегчение С подвижной фазы, является изотопный эффект, происходящий при синтезе высокомолекулярных

соединений углерода из низкомолекулярных. Подобные углеводороды и даже битумоиды с  $\delta^{13}\text{C} = -22,68 \dots -31,84 \text{ ‰}$  установлены в виде включений в гранатах из трубки Мир и в минералах щелочно-ультраосновных пород [25]. Изменение изотопного состава углерода в процессе длительного фракционирования логично объясняет промышленную алмазность трубок центральной части платформы и ее отсутствие в кимберлитах периферии. Перикратонные области, характеризующиеся малыми мощностями коры, проницаемы для флюидов и обеднены углекислотой, состав которой изотопно не дифференцирован. На удалении от края, где поверхность мантии опущена, очаги возникают на большей глубине, они обогащены  $\text{CO}_2$  и обеднены  $^{13}\text{C}$  в результате связывания тяжелого изотопа кристаллизующимися алмазом и карбидами. Таким образом, заложенные под разными частями кратона кимберлитовые очаги унаследуют от мантии изотопные составы С и О.

Наряду с изменениями соотношений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ , обусловленными пространственным положением трубок на платформе, содержание изотопов в карбонатах определяется фациальными обстановками формирования алмазонасных пород. Как известно, трубки выполняются кроме массивных кимберлитов интрузивной фации взрывными брекчиями и туфобрекчиями, насыщенными углекислотой с более тяжелыми С и О (рис. 2.67). Такое распределение изотопов С и О в алмазонасных породах связывают с вовлечением экзогенного диоксида углерода из вмещающих карбонатов [29].

Однако нам представляется, что это не так. Причиной фациального разнообразия пород является как раз содержание  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$ . Именно накопление газов в головной части флюидно-магматической колонны и вызывает образование пирокластитов (туфы и брекчии), подверженных значительным поздним преобразованиям в отличие от более глубоких и «свежих» массивных разностей кимберлитов. Основную причину их изотопного различия надо искать здесь.

Судя по флюидальной ориентировке, характерной для микролитов кальцита [146], его кристаллизация происходила в процессе подъема кимберлитовой магмы. Однако наряду с ним во фронтальной части потока в результате реакции расплава с водой и углекислотой происходит гидролиз силикатов (диопсида, монтичеллита) и массовое образование гидрохимического карбоната и серпентина. Вероятно, при этом и связываются тяжелые изотопы С и О. Следовательно, во флюидной фазе должны накапливаться легкий углерод и кислород. Подтверждением тому может служить значительное отличие прожилков

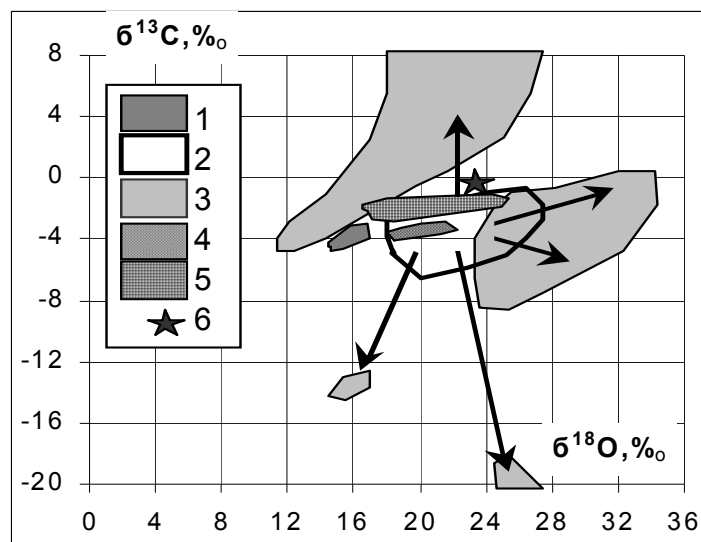


Рис. 2.68. Изотопные составы С и О карбонатов трубки Удачная (по материалам Галимова и др.; Братусь и др.): 1 – магматические микролиты, 2 – основная масса измененных кимберлитов, 3 – прожилки и гнезда, 4 – серпентинизированные ксенолиты, 5 – каймы мраморизации на ксенолитах известняков, 6 – неизменные вмещающие трубку известняки

позднего кальцита, крайне обедненного  $^{13}\text{C}$ , от состава вмещающих кимберлитов трубки Удачная (рис. 2.68).

Однако кроме существенно облегченных по углероду кальцитов карбонаты из прожилков и гнезд образуют еще несколько генетических групп. Одна из них отличается от вмещающих кимберлитов увеличенным содержанием  $^{18}\text{O}$ . Судя по положению на диаграмме в ряду микролиты  $\rightarrow$  кимберлиты  $\rightarrow$  прожилки (в т.ч. с сульфидами и сульфатами), и изменению только состава кислорода можно предполагать, что образование этих минералов происходило из неподверженных сильному фракционированию флюидов. Возрастание доли  $^{18}\text{O}$ , вероятно, связано с вовлечением атмосферного воздуха, поступившего из вмещающих пород.

Наряду с жилами многими исследователями указывались автолитоподобные конкреции и гнезда коричневого кальцита (иногда с амethystом), содержащие битумоиды. Они отличаются предельно утяжелен-



ным углеродом. Столь необычные составы связываются с вовлечением органического вещества из вмещающих пород [16].

Кроме секрций в кимберлитах трубки Удачная зафиксированы продукты метасоматических процессов. Это каймы мраморизации на ксенолитах и нацело серпентинизированные обломки пород [29]. Как и следовало ожидать, их составы локализованы между полями вмещающих трубку известняков и магматических карбонатов и являются результатом смешения эндогенного и экзогенного С и О.

Следовательно, изотопный состав карбонатов в кимберлитах зависит от целого ряда причин. Это продолжительность эволюции мантийной углекислоты, дифференциация, обусловленная накоплением и связыванием флюида в головной части магматической колонны, смешение с органическим и карбонатным веществом вмещающих пород. Вероятно, что в других трубках к этим процессам могут добавляться инфильтрационная перекристаллизация, термальный метаморфизм под действием различных интрузий и многое другое. Для более корректной интерпретации целесообразно исследовать наибольшее количество фаз, чтобы иметь возможность восстановить баланс изотопов между ними.

Таким образом, основные процессы, вызывающие изменение изотопного состава в кимберлитах Якутии, можно представить следующим образом.

1. Под краевыми частями платформы мантия обеднена углекислотой, но ее изотопный состав сохранился первичным. Ближе к центру кратона вместе с увеличением мощности коры в нижележащей мантии возрастает содержание углеродистых флюидов. В процессе их эволюции, обусловленной кристаллизацией алмаза и карбидов, а также полимеризации они обедняются  $^{13}\text{C}$ . Кимберлитовые очаги, заложенные в различных частях платформы, унаследуют содержащиеся в мантийном субстрате алмазы, углекислоту и изотопные соотношения С и О.
2. В процессе подъема флюидно-магматической колонны вода и углекислота скапливаются в ее фронтальной части, где вызывают массовые серпентинизацию и карбонатизацию. При этом тяжелый углерод (и кислород) связывается кальцитом, а легкий остается в подвижной фазе.
3. Карбонаты из жильных образований, широко развитых в кимберлитах, связаны флюидами разного происхождения: это растворы с первичным или облегченным при серпентинизации углеродом, вовлеченное органическое вещество из вмещающих пород.

4. Смешение экзогенного (из ксенолитов) и эндогенного (кимберлитового) диоксида углерода приводит к усреднению изотопного состава.

Для восстановления минералообразующих процессов на уральских месторождениях и прослеживания баланса изотопов исследовались карбонаты из пирокластитов, вмещающих осадочных пород и жильных образований (табл. 2.13).

На примере ряда проявлений (Ефимовка, Чурочная, Волынка, Дресвянка), было установлено, что гнезда карбонатов, локализованные в экзоконтактах тел пирокластитов, унаследуют соотношения, характерные для вмещающих доломитов и известняков. Возможно, причиной этого служит незначительное количество привнесенной эндогенной углекислоты и ее разубоживание.

Более контрастно выражено отличие между вмещающими породами и карбонатами, образовавшимися непосредственно в туфовых телах (рис. 2.69). Это хорошо заметно на проявлениях Ефимовка и Ябуровское (Акчимского р-на), где новообразованный кальцит из пирокластитов существенно обеднен  $^{18}\text{O}$  и особенно  $^{13}\text{C}$ . В случае, когда в туфах образуется сидерит и анкерит (Чурочная, Крестовоздвиженская) наряду с обогащением  $^{12}\text{C}$  происходит рост  $\delta^{18}\text{O}$ . Вероятно, повышенное содержание «тяжелого» кислорода не является первичным и связано с более поздним окислением железистого карбоната. Анкериты р. Чурочной и сидериты рек Илья–Вож и Верхней Камы (рудная пачка) характеризуются близкими изотопными составами, что может говорить о сходных условиях их образования.

Реже отмечается другая тенденция, зафиксированная в гидрослюдисто-кальцитовых туфах Золотанки. По сравнению с осадочным карбонатом из вмещающих толщ новообразованный обогащен  $^{16}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}$ . Аномальное по отношению к другим пирокластитам поведение изотопов находит логичное объяснение при анализе баланса веществ и механизма формирования этих пород. После инъекционно-метасоматических процессов, сопровождающих внедрение гидролизованного туфового материала, от исходного в карбонатах содержания  $\text{CO}_2$  (42,2 мас. %) остается лишь 11,6-27,6 мас. %, которые приходится на новообразованные кристаллы кальцита и доломита. Полное растворение вмещающей породы приводило к изменению (утяжелению) изотопного состава водно-гидрослюдистого раствора. Его перенасыщение вызвало кристаллизацию карбоната и фракционирование  $^{13}\text{C}$ . Более легкий и подвижный изотоп углерода выносился из системы. Уменьшение  $\delta^{18}\text{O}$ , фиксируемое также в других проявлениях (где карбонат

Таблица 2.13

**Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов, в ‰**

№	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Привязка	Карбонат
Ч-1*	-6,8	18,8	Чурочная	Осадочный доломит чурочной свиты
Ч-2*	-6,8	19,7		Крустификационный доломит в агатовой жеоде среди доломитов
Ч-3*	-9,8	20,6		Метакристаллы сидерита в жиле гидрослюдистого туфа
Р-1	-0,2	26,5	Ефимов-ка	Осадочный доломит колчимской свиты
Р-2	-0,15	25,2		Гнездо новообразованного кальцита с интерстициальной гидрослюдой
Еф-1*	-0,9	24,6		Рассеянный карбонат в гидрослюдистых туфах
9-1	-14,5	12,5		
	-20,5	8,0		
Зл-1*	-1,2	24,2	Золотан-ка	Вмещающий доломит
Зл-2*	1,5	18,5		Гидрослюдисто-доломитовый туф
Яб-1*	4,2	32,3	Ябуровское	Вмещающий известняк
Яб-2*	-6,4	20,2		Гидрослюдисто-кальцитовые сферолиты из туфа
Дс-1*	-2,9	17,3	Др.Степь	Карбонатный цемент туфобрекчии
Ив-6*	-12,5	21,7	р. И-Вож	Сферолиты олигонита из хлоритовых туфов
Дв-3	-2,5	25,0	Волянка, 3/132,5	Вмещающий доломит
Тв-3	-2,0	26,5		Перекристаллизованный доломит с прожилками гидрослюды
Д-81	-1,0	22,3	Дресвянка	Доломит колчимской свиты
Д-2	-0,2	22,4		Кальцитовая порода с прожилками гидрослюды
Д-73	-0,4	23,9		
Кр-1*	1,2	21,7	Промысла	Вмещающий доломит
Кр-2*	-1,1	22,5		Метасоматический кальцит
Б-1*	-0,4	27,1	г.Благодать	Карбонатитовые ликвационные выделения в кимберлите
Ку-1*	-8,9	17,0	пос.Куся	Кальцит-гидрослюдистые сферолиты из туфов
Вк-1*	-3,3	22,4	Верхняя Кама	Кальцитовый цемент юрского песчаника
Вк-3/14*	-11,3	22,0		Метакристаллы сидерита из голубой глины (рудная пачка)
М-1	5,2	25,0		Мазуевка

\* Анализы выполнены М.А. Кудиновой на масс-спектрометре МИ-1309 в Институте геологии КНЦ УрО РАН. Стандарты  $\delta^{13}\text{C}=-5,4 \text{ ‰ PDB}$ ;  $\delta^{18}\text{O}=-14,0 \text{ ‰ PDB}$ . Погрешность определения изотопных коэффициентов:  $\pm 0,2 \text{ ‰}$ . Для разложения карбонатов в вакууме использовалась концентрированная  $\text{H}_3\text{PO}_4$ . Остальные анализы выполнены в ИГЕМ РАН для ПГТСП «Геокарта»

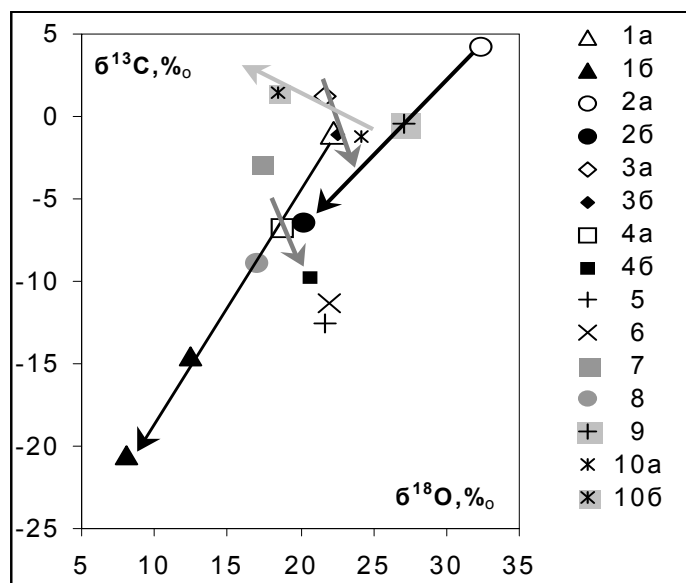


Рис. 2.69. Изотопный состав С и О карбонатов в уральских пирокластитах и вмещающих породах: 1 – Ефимовка (а – вмещающий доломит и б – карбонат из туфа); 2 – Ябуровское (а – вмещающий известняк и б – новообразованные гидрослюдисто-кальцитовые сферолиты); 3 – Крестовоздвиженская (а – вмещающий доломит и б – новообразованный железистый карбонат); 4 – Чурочная (а – вмещающий доломит и б – анкерит из туфа); 5 – Илья-Вож, новообразованный сферосидерит из туфа; 6 – Верхняя Кама, новообразованный сферосидерит из рудной пачки; 7- Дресвяная Степь, кальцитовый цемент туфобрекчии; 8 – Койва, новообразованные гидрослюдисто-кальцитовые сферолиты, 9 – Благодать, магматический карбонат из кимберлита; 10 – Золотанка (а – вмещающий известняк и б – гидрослюдисто-кальцитовый туф)

не окислен), говорит о более восстановленной и глубинной природе кислорода по отношению к вмещающим породам.

Особняком в ряду уральских карбонатов стоит кальцит из туфобрекчии с Дресвяной Степи. На него приходится более 50 % объема породы, где он не только цементирует обломки пирокластики, но и частично замещает их. Его состав наиболее близок к минералам из карбонатитов и массивных кимберлитов Якутии.

Таким образом, новообразованные карбонаты в уральских пирокластитах имеют значительно более «легкий» изотопный состав С и

О, чем породы вмещающей рамы. Это может говорить о том, что углекислота, содержащаяся в эндогенном материале, была существенно фракционирована в результате предшествующей массовой карбонатизации на более глубоких горизонтах флюидно-магматической колонны. Вероятно, карбонаты Дресвяной Степи и являются свидетелями ранней дегазации внедряющегося относительно неизмененного мантйного материала.

\* \* \*

Анализ изотопного состава карбонатов из уральских месторождений и проявлений алмазов показал следующее.

1. Кальцит, близкий по составу к минералам из карбонатитов и массивных кимберлитов, зафиксирован только в относительно древних туфобрекчиях Дресвяной Степи.
2. Новообразованные карбонаты из более молодых и алмазоносных пирокластитов существенно обогащены легкими изотопами С и О, что может свидетельствовать о сильном фракционировании флюидов в результате предшествующей массовой карбонатизации (кимберлитов?) на более глубоких горизонтах.
3. В случае реакционно-инъекционного замещения осадочных карбонатов флюидонасыщенной пирокластикой образуются породы с большим содержанием новообразованного кальцита, обогащенного «тяжелым» углеродом. Вероятно, это было вызвано вначале гомогенизацией изотопного состава растворов после растворения вмещающих пород, а затем осаждением менее подвижного  $^{13}\text{C}$ , в результате чего его доля возрастает.
4. Во всех проявлениях, где карбонат не содержит железа и не окислен, отмечается, что привносимый пирокластикой кислород характеризуется изотопно более «легким» составом, чем породы рамы. Это отражает его глубинную природу.
5. Минералы жил и гнезд, связанные с пирокластитам, но локализованные во вмещающих породах, не являются изотопно информативными из-за значительного влияния осадочных толщ.

В отличие от карбонатов, связанных с алмазоносными пирокластитам Урала и рудной пачкой Верхней Камы, кальцит целестиновой залежи Мазуевского месторождения характеризуется наиболее высоким содержанием тяжелого углерода. Подобная обогащенность  $^{13}\text{C}$  может быть связана прохождением флюидно-магматической колонны через пермские эвапоритовые комплексы. Это обусловило мобилизацию рассеянного стронция и накопление тяжелого изотопа углерода, что характерно для карбонатов, образовавшихся на испарительном барьере.

**Апатит**

Наряду с ксеноморфными и окатанными зернами в алмазных месторождениях Северного Урала апатит отмечен и в качестве аутигенного минерала. Низкое содержание фосфора в вулканитах предопределяет его редкую встречаемость. Появление же новообразованного апатита связано с локализацией пирокластитов в карбонатных породах, обогащенных фаунистическими останками. Замещение известняков туфами и вынос карбонатного материала сопровождается значительным накоплением хорошо отпрепарированных окаменелостей: кораллов, моллюсков, криноидей, брахиопод и микрофоссилий.

В приустье р. Илья Вож встречены два типа фосфатных образований. И те, и другие приурочены к одной пачке кальцеоловых девонских известняков и относятся к карбонатапатиту, отвечающему следующей формуле  $Ca_5[(SO_4)_{0-0,2}(PO_4)_{2,2-2,7}(CO_3)_{2,1-2,7}]$ .

*Индивиды с дисковидно-округлой формой* (0,3-0,6 мм) имеют на одной стороне спирально закрученный желоб (рис. 2.70). Для них характерна коричнево-черная окраска. Под сканирующим микроскопом видно, что они обладают ярко выраженным зональным строением, обусловленным чередованием темных и светлых слоев, одни из которых обогащены карбонатной составляющей, а другие – фосфатно-кальциевой. Данные индивиды отмечены среди известняков в туфовых жилах с относительно низким содержанием сульфидов. Наличие спирального завитка на поверхности округло-дисковидных глобулей и зональное строение позволяют считать их минеральной частью микроорганизмов (головоногих моллюсков), захваченных пирокластикой из вмещающих карбонатов.

Второй тип представлен *более округлыми сферами* такого же размера, на поверхности которых отмечается вмятина и идущие от нее трещины обычно под углом около  $120^\circ$ . Цвет этих глобулей светлорыжий полупросвечивающий. Под поляризационным микроскопом они имеют радиальное строение с секториальным погасанием, а под сканирующим – однородное, иногда с тонкой оболочкой (рис. 2.71). По сравнению с центральной частью кайма обогащена серой и карбонатной составляющей. Данные апатиты характерны для черных, обогащенных сульфидами туфов, внедрившихся в брекчированные девонские известняки. Шарообразная форма этих образований и вариолитовое строение позволяют предполагать, что индивиды второго типа представляют собой быстро раскристаллизовавшиеся расплавные фосфатные капли. Наличие вмятины на поверхности, от которой рас-

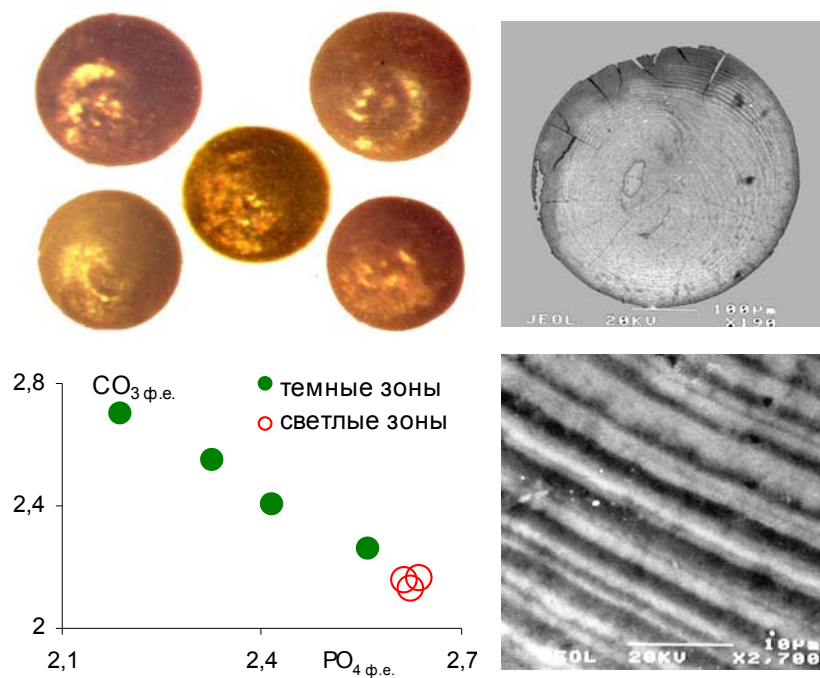


Рис. 2.70. Морфология, внутреннее строение и состав карбонат-апатитовых зооморфов

ходятся трещины, отражает хрупко-пластические деформации этих сферул при ударе. Повышенное содержание серы в тонких закалочных (?) каймах может свидетельствовать о плавлении карбонат-апатитовых зооморфов в газовом потоке, содержащем серу, о чем говорит и высокое содержание сульфидов в окружающих пирокластитах.

Таким образом, на отдельных участках взрывных структур, вероятно, обогащенных сероводородом, создаются условия для реализации подземных взрывов. При этом захваченные карбонат-апатитовые фоссилии плавятся, и их зональное строение гомогенизируется. Быстрая кристаллизация вызывает радиально-игольчатое строение, а удар о вмещающие породы – появление вмятины и трещин. Плавление апатита свидетельствует о высоких (более 1000°C) температурах, достигаемых на фронте ударной волны.

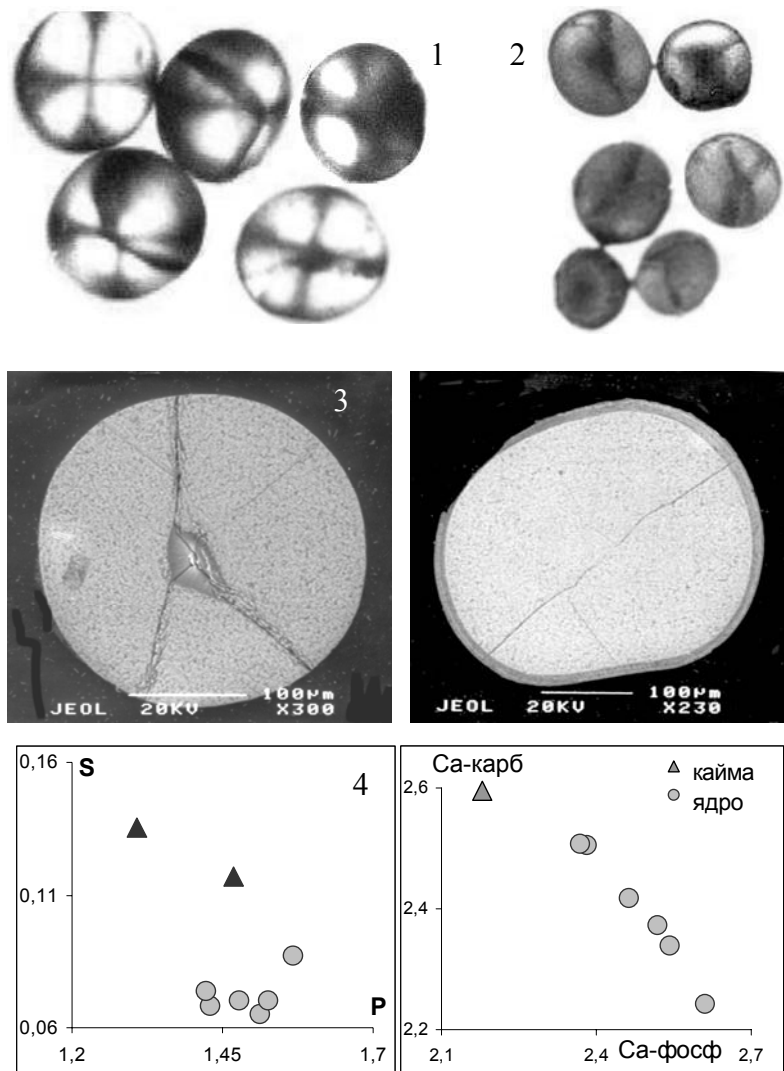


Рис. 2.71. Морфологи, строение и состав расплавных карбонат-апатитовых сферул (Илья-Вож): 1-секториальный крест (поляризованный свет); 2-вмятины на поверхности и ударные трещины; 3-внутреннее строение; 4-соотношение S-P и Ca-карбонатного – Ca-фосфатного в ядерной части и закалочной кайме



В Ябуровском проявлении, в туфах и туфобрекчиях, залегающих среди карбонатов, также установлены два типа выделений карбоната апатита. Первый слагает многочисленные и разнообразные конодонты, а второй новообразованные индивиды призматического и пинакоидального габитуса (рис. 2.72). Кристаллы обычно прозрачные, бесцветные, нередко содержат в центральной части реликтовые фрагменты коричнево-серых конодонтов и гидрослюда. Отмечено также неправильное выделение изоферроплатины, что не противоречит наличию в пирокластитах обломков пироксенов, уваровита и серпентинита с включениями хромшпинелида. Состав кристаллического апатита в отличие от биогенного характеризуется преобладанием  $\text{PO}_4$  над  $\text{CO}_3$ .

Встречаемые в туфах призматические, пинакоидальные и переходные габитусные формы апатита отражают значительный температурный диапазон его кристаллизации за счет переотложения вещества конодонтов. Вероятно, растворение фоссилий, как и вмещающих карбонатов, происходило в раннюю кислотную стадию, а отложение - в щелочную.

### **Вивианит**

Вивианит является весьма экзотическим минералом алмазоносных пирокластитов. Отмечен только в ксенотуфах хлоритовой фации (р. Илья-Вож) в виде радиально-лучистых дендритовидных агрегатов чернильно-синего цвета на стенках трещин (рис. 2.73). Нарастает на регенерированные головки кристаллов кварца, и нередко сам «присыпан» сферами сидерита. Микрондовым анализом установлено, что кроме конституционных железа и фосфора не содержит каких-либо других примесей. Отложение вивианита отражает восстановительные щелочные условия.

### **Редкоземельные минералы**

Редкоземельные минералы являются характерными минералами пирокластитов, однако им до настоящего времени уделялось мало внимания, поскольку они не входили в круг традиционных спутников алмаза.

Различными исследователями диагностированы алюмофосфаты редких земель из групп флоренсита, монацита, ксенотима и лантанита.

#### ***Минералы группы флоренсита***

Алюмофосфосульфаты редких земель, стронция и бария (флоренсит, гоацит, сванбергит, горсейкит и др.) известны с 1884-1900 гг.

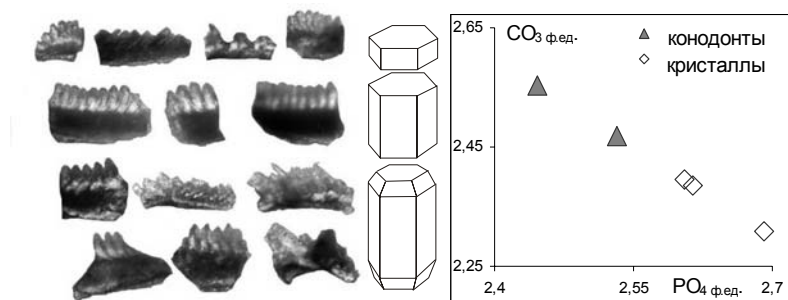


Рис. 2.72. Морфология и состав фосфатных конодонтов и новообразованных по ним кристаллов апатита (Ябуровское проявление)

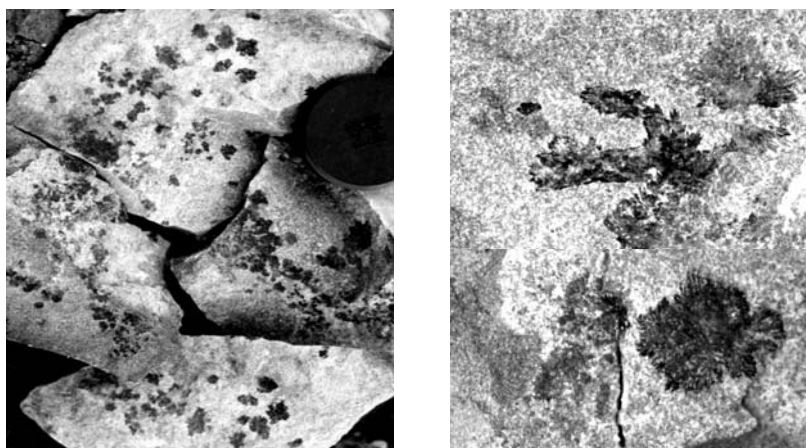


Рис. 2.73. Морфология дендритовидных агрегатов вивианита из трещин хлоритовых ксенотуфов, Илья-Вож

Многие из них были открыты в алмазоносных россыпях Бразилии. На Урале флоренсит впервые встречен в 1938 г. А.Н. Лабунцовым в алмазоносных отложениях р. Койвы (Средний Урал). Позднее, в 1951–1961 гг. он был описан А.А. Кухаренко наряду с койвинитом как спутник алмаза в россыпях. В последние годы редкоземельные алюмофосфаты отмечены в бурожелезняковых шляпах над трубообразными телами пирокластитов, открытыми Л.П. Нельзиным на Среднем Урале, а также выявлены В.А. Езерским на Ефимовке и автором на Дресвянке и Ябуровском проявлении (месторождения Красновишерского района).

Крестовоздвиженское и Полуденское месторождения расположены на одном из притоков р. Койва (Ср. Урал). В тяжелой фракции элювиально-аллювиальных отложений алюмофосфосульфаты являются весьма распространенными минералами. Для них характерен восковой блеск и ромбоэдрический габитус кристаллов. Отмечены индивиды размером до 4 мм.

Химический анализ показал (табл. 2.14), что по составу их можно разделить на три группы согласно преобладанию различных катионов (TR, Ca, Sr). Преимущественно редкоземельные минералы имеют флоренситовый состав (87-100 мол. %  $\text{TRAl}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_6$ ) с незначительной долей крандаллитовой ( $\text{CaAl}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_6$ ) и коркитовой ( $\text{PbFe}^{3+}_3[\text{PO}_4][\text{SO}_4](\text{OH})_6$ ) фаз. Они представлены коричнево-черными сферическими образованиями, их осколками или оранжевыми и желто-оранжевыми веретенообразными остро-ромбоэдрическими кристаллами ( $\pm$ пинакоид) (рис. 2.74).

На данном месторождении остальные алюмофосфаты рассматривались А.А. Кухаренко [145] как койвиниты. Выполненные анализы позволяют показать, что они представлены двумя группами минералов. Содержание анионного радикала  $[\text{SO}_4]$  в одной не превышает 0,1 форм. ед. (практически чистые фосфаты), а в другой составляет 0,91-0,93 форм. ед. (сульфат-фосфаты). Первая группа представлена в основном кристаллами ромбоэдрического габитуса (острый ромбоэдр+ромбоэдр, ромбоэдр+пинакоид), а вторая – псевдокубического. Нередко внутри индивидов отмечается черный «хиастолитовый» крест (у псевдокубов) или трехлучевая (у ромбоэдров) звезда (рис. 2.75), которые химически не отличаются от основной части.

*Фосфаты* состоят из примерно равного количества флоренсита (21-33 мол. %), гоацита ( $\text{SrAl}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_6$  – 10-22 мол. %), крандаллита (21-32 мол. %) с устойчивой примесью бариевой (горсейкит  $\text{BaAl}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_6$  – 6-24 мол. %) и свинцовых фаз (коркит  $\text{PbFe}^{3+}_3[\text{PO}_4][\text{SO}_4](\text{OH})_6$  – 2 - 14 мол. % и плюмбогумит  $\text{PbAl}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_6$  – 1 - 14 мол. %). Коркитовая составляющая подтверждается положительной линейной связью между содержаниями Pb и Fe.

*Псевдокубические сульфат-фосфаты* (рис. 2.76) состоят в основном из сванбергита ( $\text{SrAl}_3[\text{PO}_4][\text{SO}_4](\text{OH})_6$  – 61-76 мол. %), с примесью вудхаузеитовой ( $\text{CaAl}_3[\text{PO}_4][\text{SO}_4](\text{OH})_6$  – 19-31 мол. %) и плюмбогумитовой фаз ( $\text{PbAl}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_6$  – 5-7 мол. %).

На Среднем Урале находки алюмофосфатов известны также среди бурожелезняковых шляп над трубообразными телами (пирокластитов?). В них в последние годы сотрудниками ИГЕМ под руково-

Таблица 2.14

## Состав алюмофосфосульфатов Крестовоздвиженского и Полуденского месторождений алмазов (мас.%, мол.%)

Группа*	1а						1б		1в		2а		2б		2в		3	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№ п/п																		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,3	30,25	32,72	32,54	32,41	34,06	32,83	36,59	34,09	31,2	34,01	32,99	33,41	33,88	31,8	32,38	37,25	36,26
SrO									0,9	0,85	3,99	4,01	3,36	3,74	1,75	2,13	14,17	11,45
CaO	0,39	0,56	0	0,34	0,24	0		0,87	0,33	0,34	3,24	3,24	3,03	2,84	2,05	2,11	1,88	3,16
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,54	17,81	15,24	15,6	15,24	15,05	14,01	11,79	11,44	13,43	4,01	4,11	2,68	2,9	3,7	3,17		0,54
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,09	10,89	7,97	7,62	12,57	11,44	7,95	6,7	6,43	7,76	3,03	3,02	2,76	2,72	4,45	3,34		
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,46	4,68	5,05	4,92	1,87	1,74	6,17	5,01	4,48	5,21	1,41	1,21	0,89	1,04	0,71			
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,52	0	1,53	1,56	0	0			1,28	1,12								
FeO									1,65	1,35	4,58	6,57	5,6	4,07	4,74	4,99		
BaO											1,86	2,31	4,91	5,77	5,93	4,85		
PbO									1,38	0,99	4,05	4,93	6,36	4,35	3,98	10,6	1,91	2,75
SO <sub>3</sub>									1,05		0,7		0,67		1,04		10,79	10,34
SiO <sub>4</sub>									0,78		0,77				0,82			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	28,36	26,15	27,61	27,79	27,86	27,96	28,84	29,3	28	26,07	28,07	27,93	27,41	28,01	25,4	26,2	22,38	22,54
Сумма	93,66	90,34	90,12	90,37	90,19	90,25	89,8	90,26	91,81	89,2	89,72	90,32	90,41	89,99	84,6	91,6	88,38	87,04
Флоренсит	96,51	95,31	100	96,75	97,69	100	100	90,20	87,37	89,94	28,89	27,53	20,78	21,99	32,97	22,51	0	1,80
Гояцит (сванбергит)									5,29	4,41	21,64	20,99	17,48	19,57	10,30	11,62	(76,47)	(60,56)
Крандаллит (вудхаузеит)	3,49	4,69		3,25	2,31		9,80		3,58	3,26	32,46	31,33	29,12	27,46	22,29	21,27	(18,75)	(30,88)
Горсейкит											6,82	8,17	17,26	20,40	23,57	17,88		
Пломбогумит													1,41		13,70		4,79	6,75
Коркит									3,76	2,39	10,2	11,98	13,95	10,57	10,87	13,10		

Анализы выполнены в ИГ КНЦ УрО РАН, JSM-6400, оператор В.Н. Филиппов.

Группы: 1а-коричнево-черные сферулы; 1б - оранжевые (острый ромбоэдр); 1в - желто-оранжевые (острый ромбоэдр+пинакоид); 2а - оливково-зеленые (ромбоэдр+острый ромбоэдр); 2б - светло-зелено-серые (ромбоэдр+пинакоид); 2в - желто-зеленые (ромбоэдр+пинакоид); 3 - желто-оранжевые (псевдокубы). В анализе № 10 ThO<sub>4</sub>-0,88 мас. %; в № 9, 11, 16 SiO<sub>2</sub>-0,78; 0,77 и 0,82 мас. %.

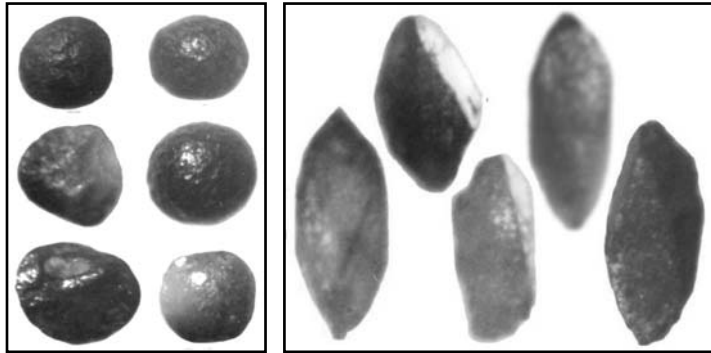


Рис. 2.74. Флоренситы из Крестовоздвиженской (сферулы) и Полуденской (кристаллы) россыпей

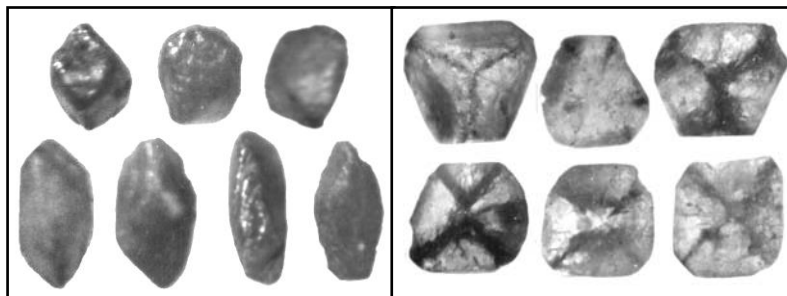


Рис. 2.75. Кристаллы алюмофосфатов преимущественно крандаллитового состава и элементы внутренней анатомии. Крестовоздвиженское месторождение. Максимальный размер кристаллов 2 мм

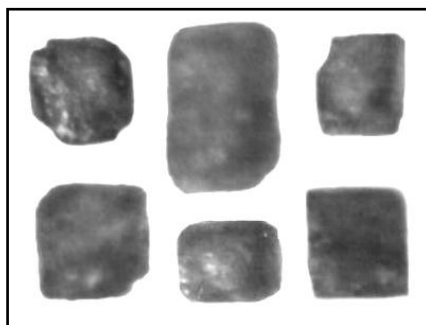


Рис. 2.76. Псевдокубические кристаллы вудхаузеит-сванбергитов из Крестовоздвиженского месторождения

дством В.А. Кононовой были зафиксированы минералы флоренситового состава. Л.П. Нельзин указывал и на обнаружение гоацита в шлифах, отобранных им с железных рудников.

На Полюдово-Колчимском поднятии (Северный Урал) В.А. Езерским выявлены 2 морфологические группы алюмосульфатфосфатов. Первая образует ксеноморфные выделения серого цвета (р. Ефимовка), вторая вместе с монацитом выполняет коррозионные каналы в зернах пиропов (Большеколчимский карьер).

*Алюмофосфаты* содержат анионную группировку  $[SO_4]$  от 0,25 до 0,43 мол. %, что позволяет их рассматривать как двойные соли – сульфато-фосфаты. По соотношению катионов их можно разделить на три группы. Большинство зерен из алмазоносной толщи (в нашем понимании силловидной залежи) богаты TR и по составу близки к флоренситу (флоренсит 62-72, сванбергит 20-28, вудхаузеит 8-11 мол. %). Для включений в пиропе (анализы 10-11) характерно высокое содержание кальциевой составляющей (флоренсит 30-31, сванбергит 29-34, вудхаузеит 35-41 мол. %). В пирокластитах также отмечен переходный (№9 в табл. 2.15) редкоземельно-стронциевый минерал (флоренсит 41, сванбергит 41, вудхаузеит 18 мол. %).

*Алюмофосфосульфаты*, близкие по составу к флоренситам Ефимовки (табл. 2.16), встречены автором в пирокластах Дресвянки (флоренсит 62-72, сванбергит 20-28, вудхаузеит 8-11 мол.%) и Ябуровской (флоренсит –71, гоацит-10, крандаллит-19 мол.%). Для них также характерны ксеноморфные выделения и отпечатки песчаных зерен кварца на поверхности.

На Среднем Тимане алюмофосфосульфаты выявлены А.Б. Макеевым и др. [1, 94] в виде микроскопических пленок на кристаллах алмаза месторождения Ичетью. Они отмечены совместно с хлоритом, гидрослюдой,  $Fe_7Cr$ , Ti,  $Cu_3Sn$ , Sn,  $Au_2Pd_3$ , Fe, магнетитом, Nd-Ti-оксидом, шеелитом, анкеритом. Образование редкоземельных минералов связывается с вторичными процессами, происходящими при транспортировке алмазов из мантии кимберлитовой или лампроитовой магмой. Пересчет на нормативные фазы и положение составов на диаграмме TR-Ca-Sr (рис. 2.77) показывают, что алюмофосфосульфаты образуют практически непрерывный тренд изоморфизма от редкоземельной фазы к стронциевой, при почти постоянном содержании кальциевой составляющей (от флоренсита 79, вудхаузеита 20 мол. % – к сванбергиту 45, вудхаузеиту 35, флоренситу 20 мол. %).

Таблица 2.15

Состав редкоземельных алюмофосфосульфатов из пирокластитов р. Ефимовка и Большешколчимского карьера

№ п/п *	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Мас.% оксида											
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,18	32,39	33,69	34,67	34,08	31,11	34,09	33,57	30,75	30,85	32,92
SrO	4,91	4,98	3,98	5,23	4,04	5,49	5,25	4,66	6,32	7,25	5,92
CaO	1,29	0,75	0,88	1,25	0,99	1,08	1	0,88	1,52	4	4,5
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,17	13,13	14,01	13,71	14,28	9,97	12,72	12,92	5,78	10,47	9,49
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,05	2,9	4,26	3,62	4,85	5,68	5,07	5,35			
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,86	6,53	4,79	3,73	3,71	3,9	5,13	4,77	3,07		
SO <sub>3</sub>	3,33	3,56	2,69	3,1	2,67	2,43	2,68	3,67	4,21	2,89	2,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	25,56	26,72	25,9	26,63	26,89	26,38	25,92	27,56	26,36	34,55	34,43
Сумма	91,35	90,96	90,2	91,94	91,51	86,04	91,86	94,71	79,4	90,01	90
Форм. ед.											
Al	3,08	2,97	3,11	3,09	3,09	2,99	3,09	2,97	2,99	2,68	2,80
Sr	0,22	0,22	0,18	0,23	0,18	0,26	0,23	0,20	0,30	0,31	0,25
Ca	0,11	0,06	0,07	0,10	0,08	0,09	0,08	0,07	0,13	0,32	0,35
Ce	0,42	0,37	0,40	0,38	0,40	0,30	0,36	0,35	0,17	0,28	0,25
La	0,11	0,08	0,12	0,10	0,14	0,17	0,14	0,15	0,00	0,00	0,00
Nd	0,08	0,18	0,13	0,10	0,10	0,11	0,14	0,13	0,09	0,00	0,00
S	0,32	0,35	0,26	0,29	0,26	0,25	0,26	0,34	0,43	0,27	0,25
P	1,66	1,76	1,72	1,70	1,75	1,82	1,69	1,75	1,84	2,15	2,10
Мол. %											
Флоренсит	65,60	68,97	72,12	63,74	71,02	62,18	67,00	70,92	40,96	31,10	29,61
Сванбергит	23,16	24,27	19,79	25,16	19,95	27,74	24,41	21,56	40,88	34,12	29,27
Вудхаузеит	11,24	6,75	8,09	11,11	9,03	10,08	8,59	7,52	18,16	34,78	41,11
* 1-11-Коллекция В.А. Езерского 1-9 из пирокластитов (1-8 – 1 группа, 9 – 2 группа), 10-11 из коррозионных каналов пироповых зерен (3 группа). В анализе 8 – 1,33 мас. % Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ; 9 – 1,39 мас. % Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>											

Таблица 2.16

## Составы алюмофосфатов из различных проявлений Западного Урала\*

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,81	36,19	35,2	36,08	34,86	32,42	29,28	18,03	18,12
SrO	4,67	5,23	4,12	4,24	3,35	2,14			
CaO	1,76	1,36	1,8	1,72	0,95	2,24			
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,57	11,4	13,29	12,15	10,92	12,74	19,05	15,34	15,69
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,7	3,84	4,58	3,2	5,9	5,15	13,34	10,92	11,08
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,43	1,02	1,69	1,46	4,22	4,84	3,52	2,96	2,64
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						2,31	1,67	1,14	1,76
BaO	1,48								
SO <sub>3</sub>	4,62	4,35	2,67	3,32	3,05				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	24,94	25,14	26,74	27,66	26,68	26,38	30,61	23,44	23,89
Сумма	87,98	88,53	90,09	89,83	89,93	89,83	97,47	71,83	73,18
Al	3,07	3,21	3,15	3,17	3,16	3,06	2,79	2,44	2,42
Sr	0,21	0,23	0,18	0,18	0,15	0,10	0	0	0
Ca	0,15	0,11	0,15	0,14	0,08	0,19	0	0	0
Ce	0,30	0,31	0,37	0,33	0,31	0,37	0,56	0,65	0,65
La	0,13	0,11	0,13	0,09	0,17	0,15	0,40	0,46	0,46
Nd	0,04	0,03	0,05	0,04	0,12	0,14	0,10	0,12	0,11
Pr						0,07	0,05	0,05	0,07
Ba	0,05								
S	0,44	0,41	0,254	0,31	0,29				
P	1,62	1,60	1,72	1,74	1,73	1,79	2,09	2,279	2,29
Флоренсит	54,16	57,00	62,37	58,84	72,18	71,49	100	100	100
Сванбергит	23,99	29,04	20,82	23,53	18,26	9,72*			
Вудхаузит	16,71	13,95	16,81	17,64	9,56	18,79*			
Горсейкит	5,14								

\* Анализы 1-6 выполнены в ИГ КНЦ УрО РАН, JSM-6400, оператор В.Н. Филиппов. (Северный Урал, коллекция автора): 1-5-Дресвянка; 6-Ябуровская; Анализы 7-9 выполнены в ИГЕМ РАН (Средний Урал, коллекция Л.П. Нельзина): 7-Мало-Мишарихинский рудник, 8-9 – рудник в устье Ульяновки. \*\*В анализе 6 сванбергит=гоящиту, вудхаузит=крандаллиту.



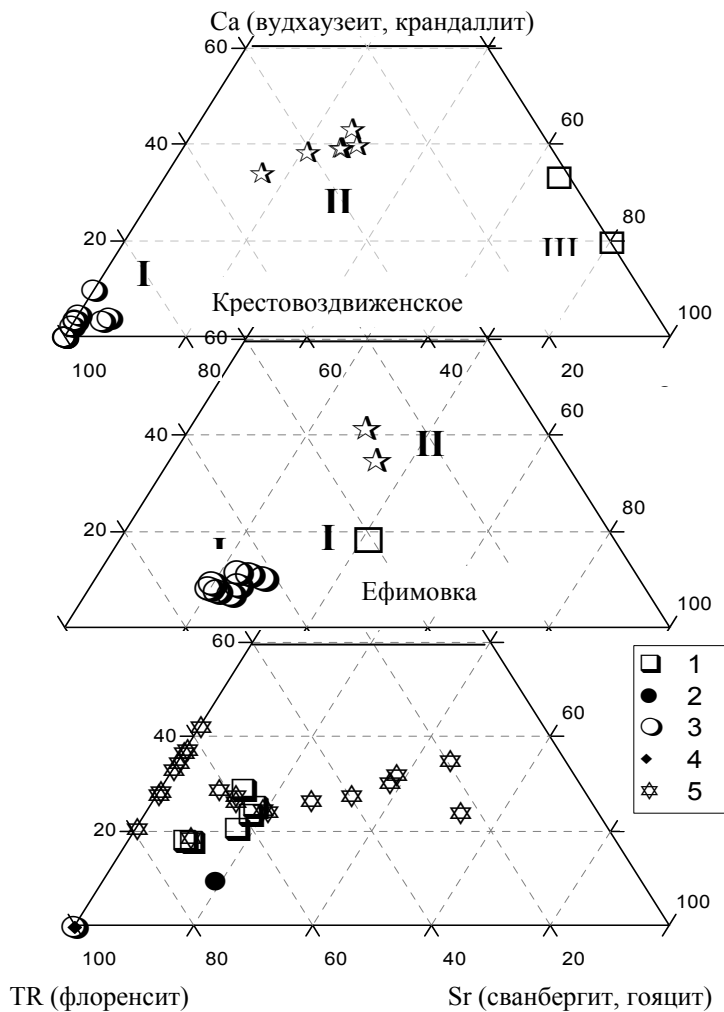


Рис. 2.77. Систематика алюмофосфосульфатов из месторождений Западного Урала и Тимана по соотношению TR-Ca-Sr (по материалам В.А. Езерского, Б.А. Макеева и автора). I, II, III – группы минералов на отдельных месторождениях; составы различных проявлений: 1-Дресвянка; 2-Ябуровское; 3-Мало-Мишарихинский рудник; 4-устье Ульяновки; 5-пленки на алмазах россыпи Ичетью, Тиман

\* \* \*

Алюмофосфосульфаты редких земель, кальция, бария и стронция известны в бериллиевых пегматитах, грейзенах, карбонатитах, гипергенных глиноземистых породах и весьма характерны для алмазонасных серицитовых «филлитов» Бразилии и продуктов их разрушения [34, 45]. Идиоморфные индивиды Крестовоздвиженского месторождения, наличие в них креста свидетельствуют о том, что они формировались как метакристаллы в проницаемом для флюидов субстрате. Ксеноморфность фосфатных выделений Ефимовки и Дресвянки, наличие на них отпечатков песчинок отражают их аутигенную природу и кристаллизацию при литификации водонасыщенных ксенотуфов, обогащенных псаммитовым материалом. Встречаемость минералов группы флоренсита совместно с самородными фазами – Fe, Cr, Ti, Cu<sub>3</sub>Sn, Sn, Au<sub>2</sub>Pd<sub>3</sub>, Fe [94] указывает на формирование из восстановительных гидротермальных растворов. Установленное В.А. Езерским сонахождение флоренсита вместе с монацитом и хромовой слюдой в коррозионных каналах внутри пиропов отражает кислый характер флюидов.

Наблюдаемый изоморфный ряд замещения редких земель кальцием и стронцием, прерывистый (как на Ефимовке и Крестовоздвиженском проявлениях) или непрерывный (как на Среднем Тимане), может быть связан с эволюцией формирующих его гидротермальных растворов. Вероятно, последовательность отложения катионов предопределялась их атомным радиусом. Вначале связывались редкие земли (0,099-0,104 нм), затем кальций (0,104 нм) и стронций (0,120 нм).

Соотношения Ce, La и Nd в минералах группы флоренсита на алмазонасных месторождениях Среднего Урала, во вмещающих их пирокластитах и других минеральных образованиях, приведенные в справочнике В.В. Иванова [56], выявляют ряд интересных особенностей. Метеориты, в том числе хондритовые, субконтинентальная и субокеаническая мантия, альпинотипные гипербазиты и глубинные ксенолиты кимберлитов характеризуются преобладанием неодима над лантаном. Формирующиеся в мантии кимберлитовые, лампроитовые и карбонатитовые расплавы, наоборот, обогащены лантаном. Еще больше разница между Nd и La в гранитоидах, метаморфитах и осадочных породах (рис. 2.78). Относительное обогащение магм лантаном по сравнению с исходным субстратом логично объясняется его большим радиусом и подвижностью в процессе дифференциации земных оболочек.

Пирокластические образования Полюдово-Колчимского поднятия, вмещающие флоренситы, в основном богаче лантаном, чем не-

одимом. Они схожи с кимберлитами, лампроитами, карбонатитами и щелочными породами. Отмечается небольшая часть анализов, обогащенная Nd, возможно, отражающая присутствие некоторой доли обогащенного мантийного материала.

Фигуративные точки алюмофосфатов образуют на диаграмме (рис. 2.79) непрерывный тренд. При этом вначале локализованы составы Се-флоренситов из пирокластитов Северного Урала (Ефимовка, Дресвянка, Ябуровское), а в конце – Се-La-флоренситов Среднего Урала (Крестовоздвиженское, устье Ульяновки, Мало-Мишарихинское). Накопление La в минералах из месторождений, удаленных от центральной части алмазоносной провинции, может свидетельствовать о большей дифференцированности флюидов и меньшем эрозионном срезе алмазоносной колонны. На Среднем Тимане составы свансбергит-флоренситов перекрывают весь спектр, отмеченный для уральских минералов, что, вероятно, отражает незначительные масштабы внедренного пирокластического материала и, следовательно, локальную совмещенность разных частей флюидно-магматического «рудного столба».

### ***Монацит***

Монацит встречается совместно с алюмофосфатами в пирокластитах Среднего Урала и продуктах их аллювиального переотложения в основном в виде идиоморфных кристаллов (рис. 2.80). На алмазных месторождениях Северного Урала наряду с окатанными зёрнами из кластических толщ В.А. Езерским найдены монациты, выполняющие совместно с фукситом коррозионные каналы квадратного сечения в пиробах (Большеколчимский карьер).

Среднеуральские монациты содержат включения кварца, рутила, барита. Они характеризуются примесью тория (0,54-6,05 мас.%) и незначительным преобладанием лантана над ниодимом (рис. 2.81, табл. 2.17). Минералы, локализованные в пиробах Большеколчимского карьера, необычно обогащены кальцием (0,14-0,23 форм. ед.) и обеднены лантаном. Вероятно, специфика химизма коррозионных монацитов обусловлена метасоматическим замещением типично мантийного граната и частичным унаследованием его состава.

Формирование фосфатов, судя по идиоморфизму кристаллов и замещению глубинных ксеногенных минералов, происходило после становления пирокластитов из относительно низкотемпературных растворов совместно с кварцем, рутилом, баритом и Sr-слюдой.

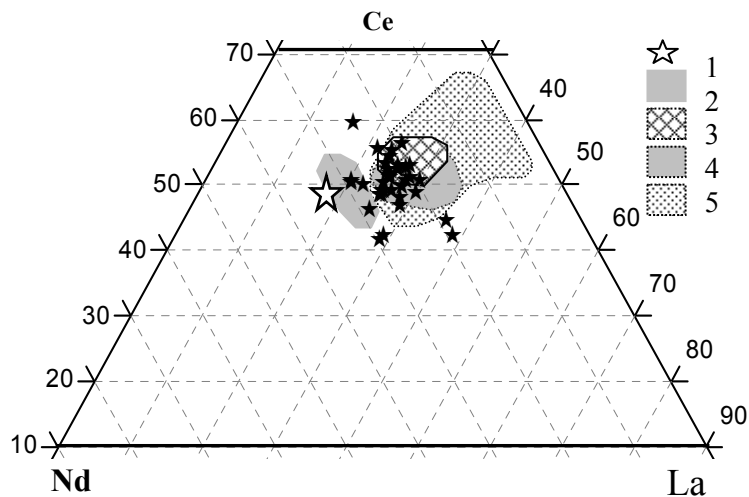


Рис. 2.78. Соотношение редких земель в пирокластитах Северного Урала: 1-хондрита; 2-континентальной и океанической мантии, глубинных ксенолитов в кимберлитах; 3-кимберлитов, лампроитов и карбонатитов; 4-фельдшпатоидных пород; 5-гранитов, гнейсов, сланцев, осадочных пород

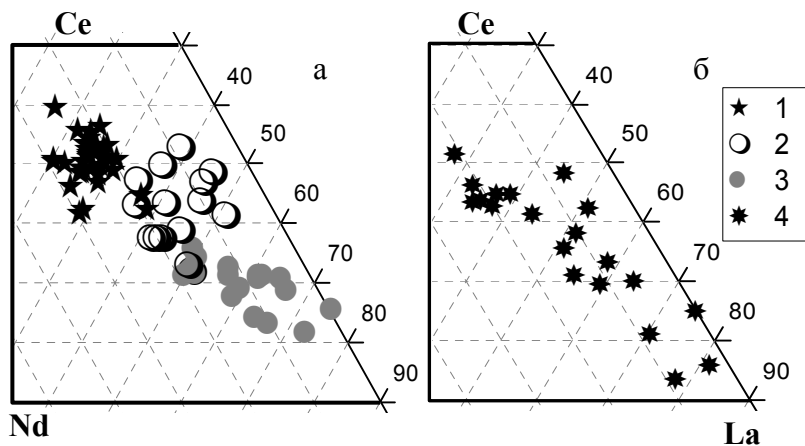


Рис. 2.79. Соотношение редких земель в пирокластитах и минералах группы флоренсита из алмазных месторождений Урала (а) и Тимана (б): 1 – составы пирокластитов; 2 – флоренситы Северного Урала (Ефимовка, Дресвянка, Ябуровское); 3 – флоренситы Среднего Урала (Крестовоздвиженское, Полуденское, железные рудники: Мало-Мишарихинский и устье р.Ульяновки); 4 – пленки на алмазах Ср. Тимана

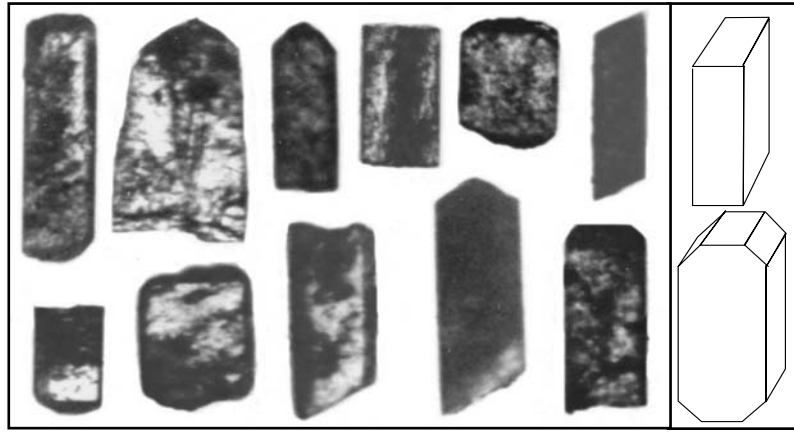


Рис. 2.80. Морфология кристаллов монацита из Полуденской россыпи

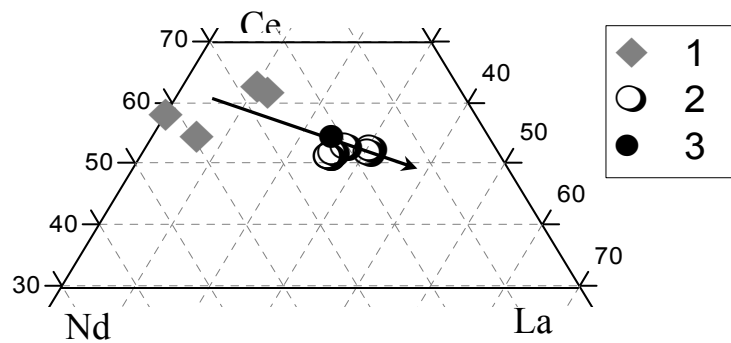


Рис. 2.81. Соотношение редких земель в монацитах из (алмазных) пирокластитов Северного (1) и Среднего (2, 3) Урала: 1 - из коррозионных каналов в пиробах Ефимовки (коллекция В.А. Езерского); 2 - из аллювия Полуденской россыпи; 3 - из бурожеlezняковой шляпы над телом пирокластитов, устье Ульяновки (коллекция Л.П. Нельзина)

### **Ксенотим**

Ксенотим впервые в уральских месторождениях алмаза химически диагностирован сотрудниками ИГЕМ под руководством В.А. Кононовой (р. Ефимовка). Позднее установлен совместно с рутилом в виде ксеноморфных включений в псевдокубическом кристалле сванбергита Крестовоздвиженской россыпи (рис. 2.82).

Таблица 2.17

## Состав монацитов из месторождений и проявлений Северного и Среднего Урала (мас.%, форм. ед.)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11*
CaO	5,57	4,53	3,34	3,54	0,58	0,4	0,34	0,42	0,72	0,75	
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,75	27,43	29,99	29,51	27,47	29,83	28,95	28,99	26,59	28,18	31,5
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		3	4,79	5,69	13,33	14,95	16,48	14,14	12,85	16,22	13,72
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,85	20,29	13,45	12,87	12,88	11,66	9,8	12,79	12,45	9,87	12,8
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			2,36	2,6							
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,56	3,78	3,78	3,7							
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					1,23	1,45	1,16	1,66	1,52	0,99	2,36
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					3,21	3,11	1,81	3,27	2,4	1,86	3,94
ThO <sub>2</sub>					3,09	2,14	0,98	0,54	1,14	1,33	6,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	34,28	28,41	32,29	30,74	23,8	25,77	24,87	25,49	23,92	24,27	26,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		2,56		0,06							
Сумма	90,01	90	90	90,02	85,59	89,31	84,39	87,3	81,59	83,47	97,18
Ca	0,225	0,188	0,139	0,145	0,029	0,019	0,017	0,020	0,036	0,037	0,000
Ce	0,369	0,389	0,426	0,413	0,466	0,479	0,488	0,471	0,460	0,480	0,475
La	0,000	0,043	0,069	0,080	0,228	0,242	0,280	0,232	0,224	0,279	0,209
Nd	0,267	0,281	0,186	0,176	0,213	0,183	0,161	0,203	0,210	0,164	0,188
Eu	0,000	0,000	0,072	0,079							
Gd	0,045	0,049	0,049	0,047							
Sm					0,046	0,051	0,043	0,059	0,057	0,037	0,078
Pr					0,054	0,050	0,030	0,053	0,041	0,032	0,059
Th					0,033	0,021	0,010	0,005	0,012	0,014	0,057
Al		0,117		0,003							
P	1,094	0,933	1,060	0,995	0,933	0,956	0,970	0,957	0,957	0,957	0,935

\*1-4 из коррозийных каналов в пиропсах Ефимовки, Северный Урал (коллекция В.А. Езерского); 5-10 –из аллювия Полуденской россыпи, Средний Урал (анализы выполнены в ИГ КНЦ УрО РАН, JSM-6400, оператор В.Н. Филиппов, коллекция автора); 11-из бурожелезняковой шляпы над пирокластитам в устье р. Ульяновки, Средний Урал (коллекция Л.П. Нельзина).

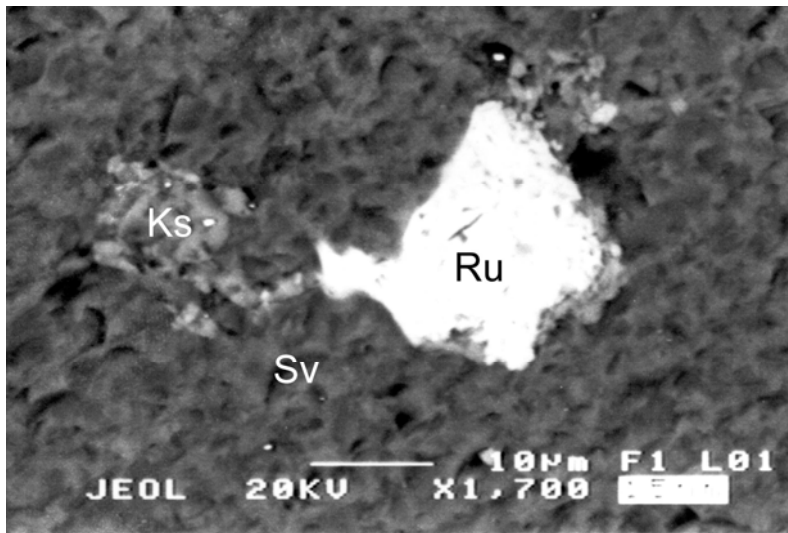


Рис. 2.82. Включения ксенотима (Ks) и рутила (Ru) в сванбергите (Sv) Крестовоздвиженской россыпи

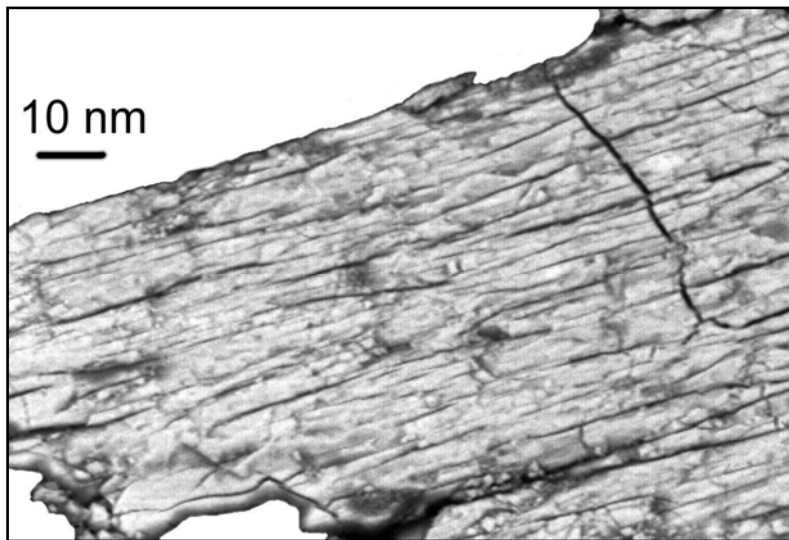


Рис. 2.83. Лантанит из пирокластитов Северного Колчима. Образец Елизаветинской партии ПГГСП «Геокарта»

Таблица 2.18

**Состав ксенотима и лантанита из месторождений  
Среднего и Северного Урала\***

Ксенотим			Лантанит				
	1	2		3	4	5	6
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	50,21	44,08	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,31	21,68	22,77	22,7
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,07	2,26	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,34	19,33	16,35	21,4
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,49	7,78	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,34	4,72	4,98	5,72
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,47	4,87	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,16	3,53	2,88	1,87
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,85	2,57	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	1,3	0	0
ThO <sub>2</sub>	0,94	0,00	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0,83	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	34,75	37,79	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,56	0,57		
SO <sub>3</sub>	0,00	0,81	Сумма	48,71	51,13	47,81	51,69
Сумма	99,75	100,13	Nd	0,863	0,762	0,838	0,828
Y	1,271	1,140	La	0,625	0,702	0,622	0,807
Gd	0,013	0,014	Sm	0,262	0,278	0,237	0,153
Dy	0,079	0,114	Pr	0,202	0,169	0,187	0,213
Er	0,047	0,067	Gd		0,042		
Yb	0,037	0,034	P	0,049	0,047		
Th	0,004	0,000	Y			0,116	
P	0,550	0,612	Недостаток до 100 % приходится на (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> и				
S	0,000	0,019	8H <sub>2</sub> O				

\* 1-2- включения в сванбергите Крестовоздвиженской россыпи (Средний Урал); 3-6-Северный Колчим (Северный Урал).  
Анализы выполнены в ИГ КНЦ УрО РАН, JSM-6400, оператор В.Н. Филиппов. Коллекция автора и Елизаветинской партии ПГГСП «Геокарта».

По сравнению с монацитом он обогащен лантаноидами иттриевой группы (табл. 2.18). Отчетливый диспрозиевый максимум, в отличие от Yb- и Dy-Yb-специализации ксенотимов из гранитов и пегматитов [34], позволяет сопоставлять изучаемый минерал из Крестовоздвиженской алмазонасной россыпи с низкотемпературными гидротермальными образованиями.

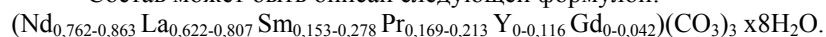
### **Лантанит**

Лантанит впервые найден на Урале. Он качественно диагностирован минералогами ПГГСП «Геокарта» в пробах Елизаветинской партии с р. Северный Колчим. Позднее подтвержден рентгенографически и химически (табл. 2.18).

Лантанит отмечен в виде фрагментов пластинчатых кристаллов размером до 0,5 мм. Цвет белый, светло-розовый, блеск стеклянный, перламутровый. Характерна совершенная спайность и волокнисто-заноизистый излом (рис. 2.83). Мягкий.



Состав может быть описан следующей формулой:



Встречен в рыхлом цементе туфобрекчии, насыщенной обломками в различной степени окремненных известняков, вместе с пиритом, марказитом, баритом, опалом, аллофаном и кристобалитом. Подобная ассоциация может указывать на кристаллизацию лантанита из низкотемпературных гидротермальных растворов на щелочном барьере.

\* \* \*

Редкоземельные минералы, несмотря на невысокие их содержания, хорошо отражают условия становления пирокластитов.

Наиболее ранними и относительно более высокотемпературными являются алюмофосфаты, ксенотим и монацит, которые ассоциируют с рутилом, баритом, кварцем, (гидро)слюдой. Состав минералов флоренсит-вудхаузеит-сванбергитового ряда позволяет, с одной стороны, показать различное положение алмазонасных пород Среднего и Северного Урала в единой флюидно-магматической колонне, а с другой – эволюцию растворов и последовательное отложение  $\text{TR} \rightarrow \text{Ca}$  (+Pb, Ba)  $\rightarrow$  Sg.

В более низкотемпературных условиях формировался водный карбонат редких земель – лантанит. Ассоциация с аморфными минералами кремнезема подтверждает его образование в результате значительного гидролизного разложения водонасыщенной пирокластике.

## БАРИТ

Барит является самым распространенным после пирита минералом, сформировавшимся в пирокластитах. Он зафиксирован практически на всех алмазопрооявлениях Полудово-Колчимского поднятия и за его пределами. Содержание барита достигает  $90 \text{ кг/м}^3$  в пирокластитах на реках Ефимовке, Чурочной и Илья-Вож. Отмечены также кварц-баритовые, барит-сульфидные и чисто баритовые жилы, мощность которых варьирует от 0,2 до 10-20 см (Ефимовка, Чурочная, Светлый). Обычно минерал окрашен в белый цвет, прозрачные и розовые разновидности встречаются в основном в прожилках.

Барит наиболее характерен для пирокластитов, залегающих среди терригенных пород. В карбонатных породах его содержание обычно незначительно. Состав рамы сказывается и на химизме барита. Особенно заметно это на поведении Sg и Ca, содержания которых максимальны в известняках и доломитах (до 2-5,3 мол. % нормативного целестина и до 3 мол. % гипса) (рис. 2.84, табл. 2.19-2.20).

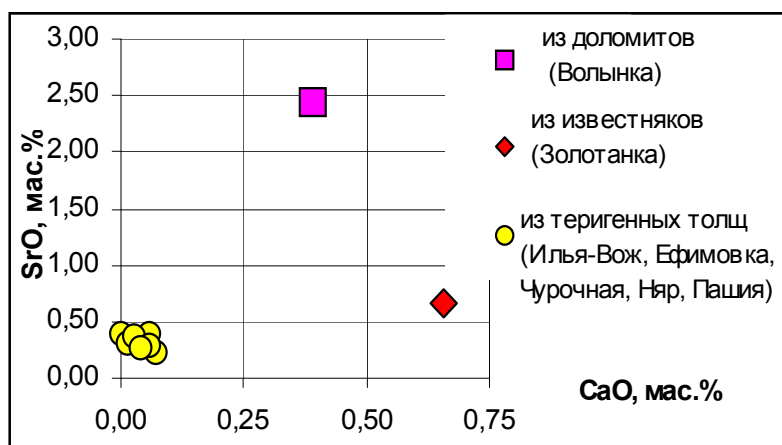


Рис. 2.84. Зависимость состава барита из пирокластиков от состава вмещающих их пород

В ксенотуфах барит обычно образует мелкую (до 2 мм) рассеянную вкрапленность идиоморфных метакристаллов, роз и мелкие щетки в трещинах отдельности (рис. 2.85). Кроме того, он часто обрастает зерна ксеногенного кварца, которые в эксплозивную стадию были импрегнированы по плоскостным деформациям тонкодисперсным черным мельниковит-грейгитом. Дендритовидные кристаллы отмечены также на гранях окисленного пирита.

Таким образом, в ксенотуфах барит формируется после сульфидов в процессе обезвоживания пирокластике (метакристаллы основной массы) и образования контракционных трещин (щетки в прожилках).

В грязевых туфах, которые чаще всего нелигифицированы и обладают значительной водоемкостью, отмечено большее разнообразие морфологических типов барита. Так, его изучение в одной из мощных (первые метры) жил в приустье р. Илья-Вож (левый берег) позволило выделить три группы (рис. 2.86, 2.87).

*Первая группа* представлена корродированными мутно-белыми и бесцветными кристаллами размером 0,5-0,75 мм, являющимися различными комбинациями пинакоидов (до двух) и ромбических призм (до четырех). Многие из них имеют растворенные ребра и полую «сердцевину». Барит первой группы отмечается как в виде идиоморфных выделений, так и обломков в центре округлых концентрически зональных лимонитовых желвачков (конкреций) во всем объеме жилы.

Таблица 2.19

**Химический состав барита из пирокластитов  
Полудово-Колчимского поднятия, мас. %**

	1	2	3	4	5*
SO <sub>3</sub>	36,42	33,75	33,62	32,92	33,45
CaO	0,39	0,00	0,07	0,01	0,06
SrO	2,44	0,39	0,24	0,32	0,40
BaO	61,05	65,32	67,39	66,22	65,79
Сумма	100,29	99,46	101,31	99,47	99,70

\* 1-бесцветные метакристаллы из гидрослюдисто-карбонатных туфов среди доломитов Волянки (Скв-Вл/1, 125-129,7 м); 2, 3 - белые и розовые кристаллы из прожилков в грязевых туфах среди алевролитов р. Чурочной; 4, 5 – белые метакристаллы и бесцветные индивиды из прожилков в ксенотуфах, залегающих среди песчаников Ефимовки. Аналитик В.Н. Ослоповских, УГГГА, коллекция автора

Таблица 2.20

**Химический состав барита из пирокластитов  
других районов Северного и Среднего Урала, мас. %**

	1	2	3	4*
SO <sub>3</sub>	33,42	34,47	33,52	31,52
CaO	0,66	0,03	0,06	0,04
SrO	0,66	0,38	0,28	0,27
BaO	66,45	64,19	64,70	65,79
Сумма	101,19	99,07	98,56	97,63

\* 1 – метакристаллы из гидрослюдисто-карбонатных туфов, залегающих среди известняков, пос. Золотанка; 2-4 – из ксенотуфов среди песчаников (2-3 - пос. Зыковский, 4 – р. Няр). Аналитик В.Н. Ослоповских, коллекция автора

*Вторая группа* – мутно-белые, иногда с бесцветной каймой, дипирамидально-(призматически)-пинакоидальные кристаллы. Грани пирамиды имеют чешуйчатое строение, обусловленное расщеплением в процессе роста. В разностях с прозрачной каймой фиксируется радиальное развитие дефектов в виде белых полос. Представители этой группы являются наиболее крупными (0,5-5 мм) и видны непосредственно в обнажении, где своей субпараллельной ориентировкой подчеркивают флюиальность вмещающих их грязевых туфов. Нередко они образуют сростки с лимонитовыми желвачками и тяготеют к переходной «пестрой» зоне.

*Третья группа* представлена бесцветными ритмически-зональными призматически-пинакоидальными кристаллами размером

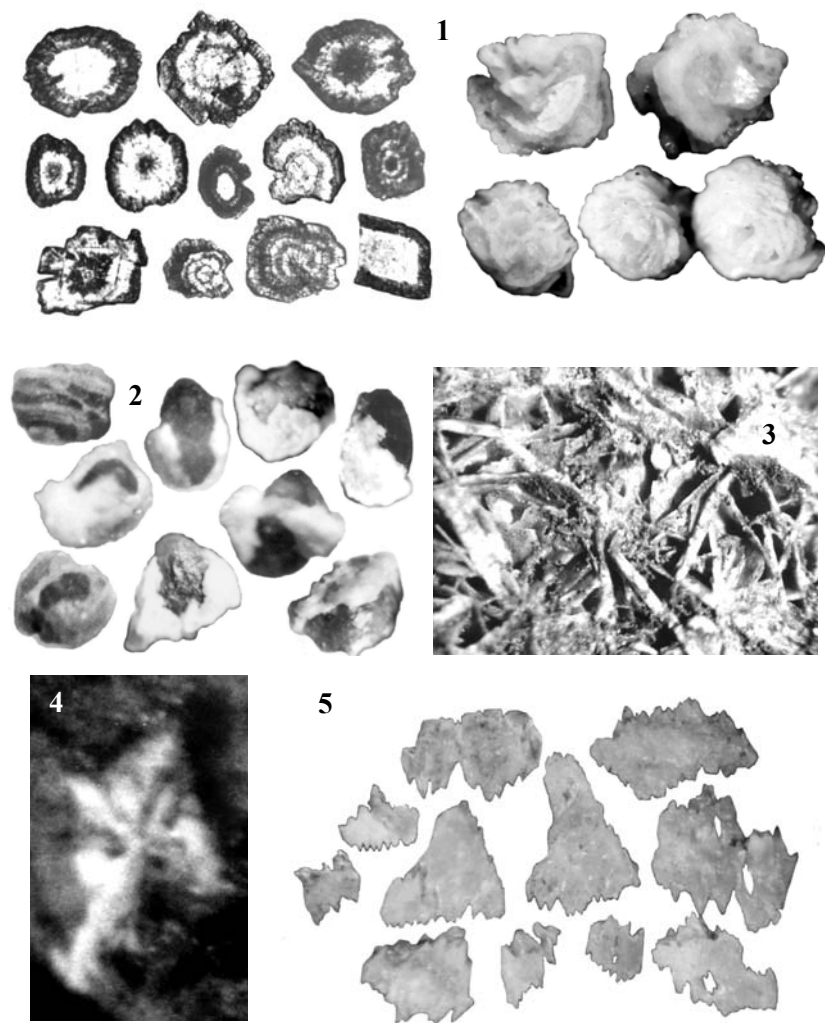


Рис. 2.85. Морфология барита из ксенотуфов р.Ефимовка и руч.Светлого: 1 – метакристаллы и розы из основной массы пирокластитов; 2 – баритовые «рубашки» на зернах ксеногенного кварца, насыщенного сульфидами железа; 3 – фрагмент баритовой жилы; 4 – пленочно-дендритовый кристалл на окисленном пирите; 5 – формы гипергенного растворения жильного барита

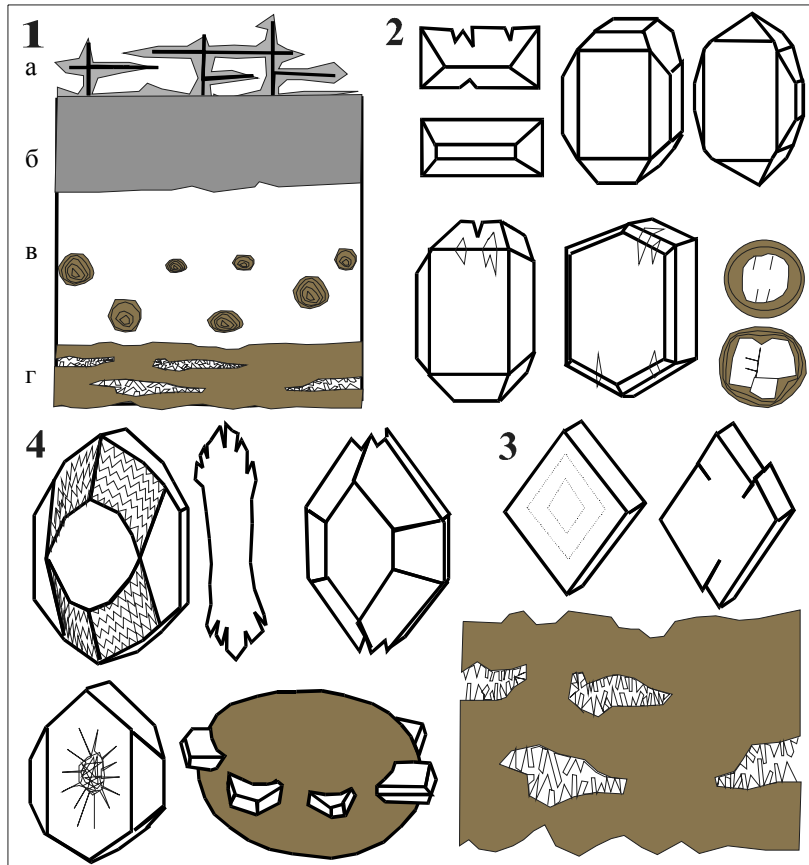


Рис. 2.86. Распределение морфологических типов барита в зональной жиле грязевых туфов в приустье р. Илья-Вож:  
 1а – ореол сульфидизации во вмещающих песчаниках; 1б – черные мельниковитсодержащие глины; 1в – пестрые желто-голубые глины с зональными округлыми желваками лимонита; 1г – кавернозные лимонитовые агрегаты в центре жилы; 2 – постэксплозивные бариты первой генерации (0,5-0,75 мм) и их обломки с лимонитовой оболочкой; 3 – грязево-гидротермальный мутный барит второй генерации (0,5-5 мм) и его сращения с лимонитовыми желваками; 4 – метакристаллы и друзы (в кавернах лимонитовых агрегатов) позднего барита третьей генерации (0,5-2 мм)

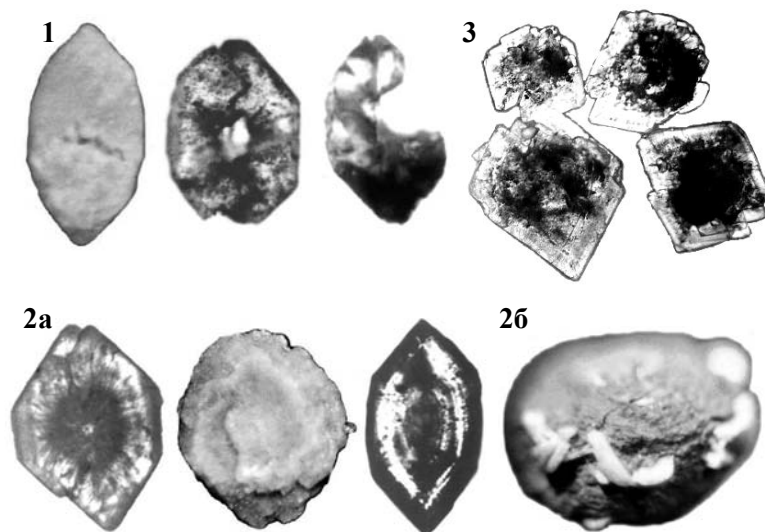


Рис. 2.87. Морфология барита из зональной жилы грязевых туфов р. Илья-Вож: 1 – кристаллы первой генерации; 2 – одиночные кристаллы второй генерации (а) и их вростки в желваке лимонита (б); 3 – индивиды поздней генерации

0,75-2 мм. Центральная их часть обычно мутная из-за глинистых включений, а края осложнены блочностью. Барит отмечается в виде отдельных «порфириковых» выделений, щеток и друз в полостях кавернозных лимонитовых агрегатов, сформировавшихся после литификации глинисто-железистой пасты в центре жилы.

Морфологическое разнообразие барита свидетельствует о продолжительных благоприятных условиях для его роста. Предполагается, что к наиболее ранним можно отнести кристаллы первой группы, которые формировались задолго до гидроокислов железа (в поствзрывную стадию). Множество простых форм подтверждает изменчивость и неуравновешенность среды минералообразования. Часто наблюдаемая полая «сердцевина» позволяет считать, что «затравками» кристаллов служили включения, которые находились в неравновесном (напряженном) состоянии. Попадание минерала в глинисто-гидротермальную среду приводит к релаксации и растворению неустойчивого ядра.

Ко второй генерации барита можно отнести кристаллы второй группы. Расщепленность индивидов, субпараллельная флюиальности туфов ориентировка и совместные срастания с лимонитовыми желвачками подтверждают их быстрый (дефектный) рост в процессе движения глинисто-железистой эмульсии.

К третьей наиболее поздней генерации барита отнесены наиболее простые и совершенные кристаллы третьей группы. Их образование происходило из гидротерм в уже остановившей свое движение «грязи» (метакристаллы) и полостях литифицированного лимонита (друзы, щетки). Ритмически-зональное строение тел грязево-пепловых туфов свидетельствует о продолжительном и, вероятно, пульсационном характере поступления питающих растворов.

Химизм баритов также тесно связан с эволюцией состава гидротерм. От ранних генераций к поздним соотношение между анионной и катионной составляющими становится более стехиометричным (рис. 2.88, табл. 2.21), что может свидетельствовать о снижении перенасыщения и более спокойных условиях кристаллизации.

Таблица 2.21

**Химический состав барита различных генераций из грязевых туфов левобережья р. Илья-Вож**

	Генерации				
	1		2		3
SO <sub>3</sub>	33,00	31,97	34,57	34,22	34,24
SrO	0,38	0,00	0,52	0,09	0,40
BaO	64,82	62,81	66,26	65,89	64,89
Сумма	98,20	94,78	101,35	100,21	99,53

\* 1 – ранние корродированные кристаллы; 2 – промежуточные «порфиrowые» кристаллы; 3 – поздние кристаллы из полостей в лимонитовых агрегатах. Аналитик В.Н. Ослоповских, УГГА, коллекция автора

\* \* \*

Таким образом, барит из алмазных месторождений Северного Урала является весьма характерным аутигенным минералом пирокластитов, наследующим химизм окружающих осадочных пород и отражающим эволюцию гидротермальных растворов. Он формируется в условиях возрастающей активности кислорода сначала с сульфидами, затем гидроксидами железа в результате окисления мельниковит-грейкитового вещества. Появление барита отражает повышенное содержание Ва в исходных магматитах, что характерно для обогащенных мантийных пороизводных – кимберлитов и лампроитов [52, 190].

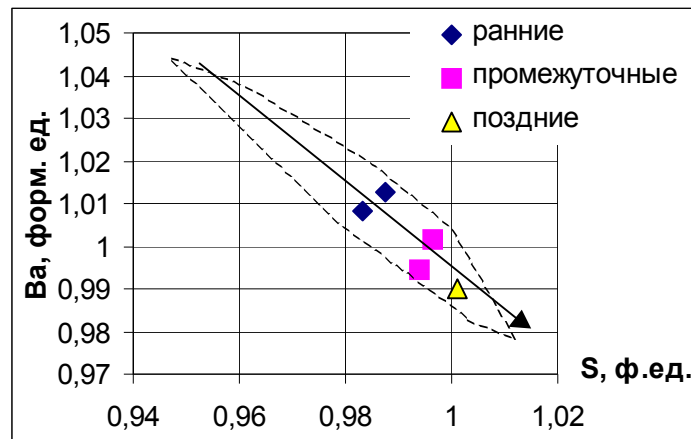


Рис. 2.88. Эволюция состава барита в процессе становления грязевых туфов левобережья р. Илья-Вож. Пунктиром обведено поле составов барита из пирокластитов Северного и Среднего Урала

### ХЛОРИТЫ

Минералы из группы хлоритов являются породообразующими для туфов и ксенотуфов, наименее подверженных гидролизу и залегающих в основном среди докембрийских пород. Они характерны как для молодых алмазонасных (Илья-Вож, Чурочная), так и древних безрудных пирокластитов (Дресвяная Степь) (табл. 2.22).

На р. Илья-Вож хлориты образуют тонкочешуйчатый агрегат, цементирующий кварцевые зерна в ксенотуфах. Вдоль р. Чурочной они являются породообразующими минералами ранних милонитизированных туфов, которые слагают самостоятельные жильные тела или отдельные будины в более поздних сульфидно-гидрослюдистых туфах. На р. Ефимовке они встречаются в виде мелких рассеянных зерен в (сульфидно-)гидрослюдистых ксенотуфах и, вероятно, являются реликтами менее измененных пирокластитов. Для слоистых силикатов хлоритовой фации гидролиза характерно значение железистости в интервале 0,57-0,74.

Кроме реликтового в пирокластитах р. Ефимовки отмечен хлорит в виде листоватых кристаллов и роз, выполняющих прожилки вместе с сульфидами (пиритом и халькопиритом). Он отличается повышенной железистостью ( $Fe/(Fe+Mg)=0,82$ ).



Таблица 2.22

**Состав хлоритов из пирокластитов различных месторождений и проявлений Полюдово-Колчимского поднятия**

№ п/п	Илья-Вож							Ефимовка			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO <sub>2</sub>	32,2	36,8	35,4	32,7	28,8	33,1	36,79	26,46	22,14	37,98	
TiO <sub>2</sub>						0,4	0,17		0,73		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,2	19,3	18,6	21,7	19,6	22,9	19,27	21,74	16,12	21,86	
FeO	25,8	30,4	25,4	30,6	26,5	26,8	30,36	31,91	39,06	28,54	
MnO	0,3						0,13		0,04	1,97	
MgO	6,1	6	9,7	11,3	7,2	8,2	5,95	8,99	4,71	7,96	
CaO	0,4	0,4	0,3	0,4	0,2	0,3	0,42	0,23	0,07	0,77	
Na <sub>2</sub> O										0,58	
K <sub>2</sub> O							0,84		0,06		
Total	87,2	93,8	89,2	96,7	82,3	91,7	93,96	89,33	82,93	99,66	
	Чурочная							Дресвяная Степь			
№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21*
SiO <sub>2</sub>	24,94	28,8	25,58	26,05	26,63	28,56	27,54	24,08	23,98	20,91	15,99
TiO <sub>2</sub>								0,31		0,37	7,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,18	22,7	20,58	22,98	22,09	22,75	22,72	21,03	20,15	17,82	13,73
FeO	31,96	27,56	29,66	30,45	31,52	28,87	29,28	42,48	40,53	42,04	35,25
MgO	7,23	10,36	12,19	9,21	8,96	8,88	7,73	6,25	6,07	5,44	3,82
CaO	0,06	0,25			0,2	0,38					0,59
Na <sub>2</sub> O			0,59	0,45							
K <sub>2</sub> O	0,17	0,33				0,32	0,22				
Total	86,54	89,59	88,6	89,13	89,39	89,75	89,49	94,15	90,73	86,58	76,76

\* 1-7 – из цемента хлоритовых ксенотуфов (Илья-Вож), 8-10 – редкие зерна и прожилки в гидрослюдистых ксенотуфах (Ефимовка), 11-17 – из цемента милонитизированных туфов и ксенотуфобрекций (Чурочная), 18-21 – основная масса хлоритизированных пирокластитов (Дресвяная Степь).  
Анализы 8-9 и 11 выполнены В.Н. Ослоповских, УГГГА (коллекция автора), 18-21 – В.Н. Филипповым ИГ КНЦ УрО РАН (JSM-6400, коллекция автора), остальные – О.А. Яковлевой во ВСЕГЕИ (Самебах, коллекция ПГГСП “Геокарта”).

Хлорит Дресвяной Степи развивается по основной массе пирокластитов, что вызывает значительные колебания его состава. Особенно хорошо это заметно по поведению титана (0-7,4 мас. % TiO<sub>2</sub>), который замещает до трети позиций кремния в анионной группировке. Данный слоистый алюмосиликат характеризуется более высокой железистостью (0,79-0,84), отличающей его от минералов алмазоносных пород.

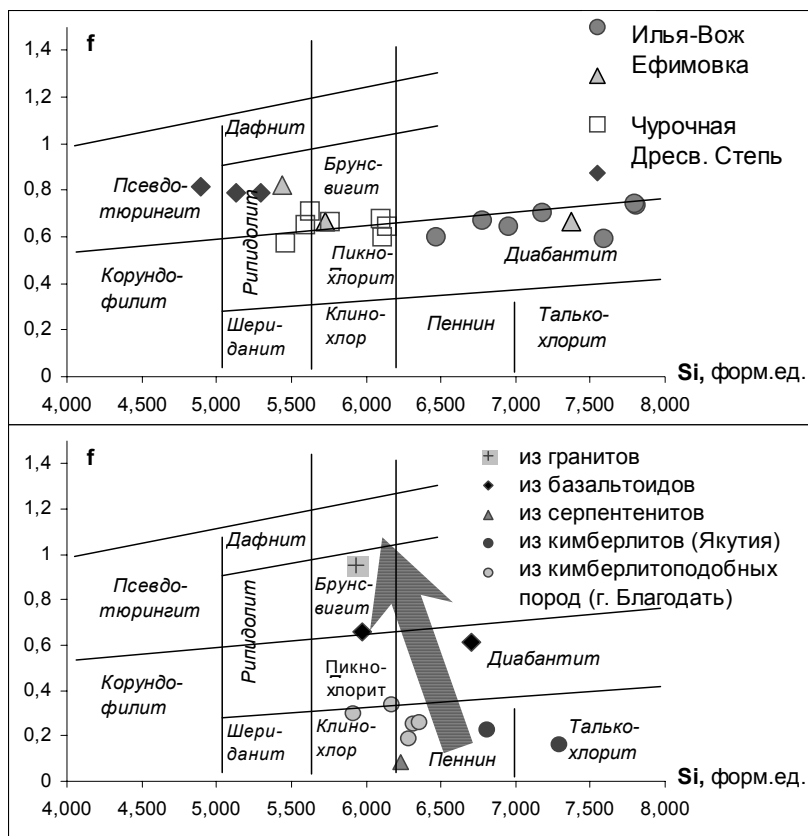


Рис. 2.89. Положение хлоритов из пирокластиков Полудово-Колчимского поднятия на диаграмме М. Хейя и эволюция состава хлоритов, связанных с магматическими породами различной кислотности (по материалам ПГГСП "Геокарта", Дира и др., 1966, Бобриевича и др., 1959 и автора)

Использование диаграммы М. Хейя (рис. 2.89) позволяет показать, что породообразующие хлориты из алмазоносных пирокластиков образуют непрерывный тренд от более кремниевых диабантитов р. Илья-Вож к глиноземистым пикнохлорит-брунсвицит-рипидолитам р. Чурочной. Минералы р. Ефимовки занимают промежуточное положение.

Хлориты являются чувствительными индикаторами химизма магматических образований. От ультраосновных пород к кислым их состав эволюционируют от магнезиальных и кремниевых тальк-хлорита и пеннина к железистому и глиноземистому брунсвигиту. Положение минералов из пирокластитов Полудово-Колчимского поднятия свидетельствует о том, что они развивались за счет субстрата основного, а не ультраосновного состава.

Кроме хлоритов, образованных по пирокластике, отмечены ксеногенные минералы из метаморфических глиноземистых пород. Наряду с одиночными пластинчатыми кристаллами они образуют сростки с эпидотом, актинолитом, альмандином и отвечают по составу корундо-филлиту. Вероятно, эти метаморфические минералы были захвачены при подъеме флюидно-магматической колонны из нижележащих метаморфитов.

Таким образом, минералы из группы хлорита являются наиболее ранними продуктами изменения (гидролиза) пирокластического материала. Вероятно, первым кристаллизовался более кремниевый диабантит в ассоциации с олигонитом (Илья-Вож), а затем глиноземистый пикнохлорит-брунсвигит-рипидолит с сидеритом (Чурочная). Их состав свидетельствует о том, что исходная магма имела основной, а не ультраосновной состав.

## ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Глинистые минералы являются наиболее существенной составляющей ксенотуфов и практически полностью слагают грязевые туфы.

В настоящее время известно около десятка филосиликатов. Это иллиты, гидрослюды, смешанослойные образования, смектиты (монтмориллонит, нонтронит, сапонит), каолинит, гидроталькит, гидроксиды и сульфаты алюминия (гиббсит, бемит, ярозит), хлориты.

Для характеристики минералов глин в основном использовались результаты рентгенографического дифракционного анализа пирокластитов р. Ефимовки и приустья р. Илья-Вож, выполненные во ВСЕГЕИ для ПГСП «Геокарта» и в МГУ (аналитик В.Г. Шлыков) для автора. В качестве вспомогательных методов применялись микрондовые исследования отдельных зерен и классический силикатный анализ глинистых фракций, полученных после отмучивания.

### **Ефимовка**

Основными глинистыми минералами ксенотуфов и грязевых туфов р. Ефимовки являются гидратированные слюды, которые по

классификации В.А. Дрица и А.Г. Коссовской (1991) относятся к иллитам и гидрослюдам, содержащим соответственно <10 % и 10-20 % монтмориллонитовых межслоев. Смешанослойные образования, содержащие более 20% разбухающих промежутков, встречаются довольно редко и пока отмечены только в породах грифонной стадии. Сметитовые фазы чаще образуют собственные диоктаэдрические минералы (монтмориллонит и нонтронит), но тоже в основном в грязевых туфах. Результаты рентгеноструктурного анализа около двух десятков проб показали, что для туфов, слагающих инъекционные тела, по сравнению с ксенотуфами характерна более тонкая дисперсность слоистых силикатов (иллита, гидрослюды, сметита), то есть меньшее количество элементарных слоев в бездефектных блоках.

Несмотря на некоторое различие, для ранних взрывных ксенотуфов и поздних грязевых туфов характерно одинаковое распределение глинистых минералов по гранулометрическому составу (табл. 2.23, 2.24). Более крупные фракции обычно представлены гидрослюдой, где политипы не проявлены или развит один политип  $2M_1$  с несовершенной структурой. Наиболее тонкие фракции сложены в основном иллитом ( $1M$ ) или смесью ( $1M$  и  $2M_1$ ). Таким образом, от крупных классов к мелким совершенствуется структура гидратированных слюд, в них уменьшается количество разбухающих сметитовых слоев и политип  $2M_1$  сменяется на  $1M$ .

Как известно [1, 3, 4, 6, 33, 70, 181] в осадочных породах под воздействием гипергенных факторов гидратированные слюды теряют калий, что приводит к увеличению содержания разбухающих промежутков и к их трансформации в дисперсные смешанослойные минералы с преобладанием сметита. Новообразованные диагенетические глины представлены политипами  $1M$  и  $1Md$ . В отличие от осадочных образований в пирокластитах при переходе от крупных фракций (где преобладает политип  $2M_1$ ) к тонким ( $1M$ ) увеличение дисперсности сопровождается снижением содержания сметитовых промежутков, что может отражать их формирование в присутствии калийсодержащих растворов. Более частая встречаемость тонкодисперсных глинистых минералов в поздних грязевых туфах, выполняющих жилы, по сравнению с ранними ксенотуфами, образующими крупные тела, вероятно, свидетельствует о расщеплении слоистых пакетов в процессе течения водно-глинистого флюида. Совместное присутствие в пирокластитах (как в ранних, так и поздних) высокотемпературного политипа  $2M_1$  (в основном в крупных фракциях) и низкотемпературного  $1M$  (преимущественно в тонкой) может свидетельствовать о длительном образовании гидратированных слюд в процессе подъема и остывания

Таблица 2.23

**Гранулометрический состав глинистых минералов в ксенотуфе,  
Ефимовка (пр. № 22)**

Минералы	Фракции, мм			
	Остатки после отмучивания	< 0,005	< 0,003	< 0,001
Иллит (Sm<10%)		Sm<5%, политип 1M и незначительная примесь 2M <sub>1</sub>		
Гидрослюда (Sm 10-20%)	Sm≈15%, политип 2M <sub>1</sub> проявлен весьма слабо в связи с весьма несовершенной структурой			
Смектиты (Sm)			Весьма незначительная примесь монтмориллонита	
Хлорит	Незначительная примесь, магниезально-железистый, несовершенная структура			
Коллекция ПГГСП «Геокарта», анализы выполнены во ВСЕГЕИ				

Таблица 2.24

**Гранулометрический состав глинистых минералов  
в грязевых туфах, Ефимовка**

Проба	Минералы	Фракции, мм			
		Остатки после отмучивания	< 0,005	< 0,003	< 0,001
К-105	Иллит (Sm<10%)			Sm<5%, политип 1M и 2M <sub>1</sub>	Sm<5%, политип 1M
	Гидрослюда (Sm 10-20%)	Sm≈10%, политип не проявлен	Sm≈15%, политип 1M и 2M <sub>1</sub>		
161	Гидрослюда (Sm 10-20%)	Sm≈10-15%, несовершенная структура, политип 2M <sub>1</sub> , незначительная примесь 1M			Sm≈15%, несовершенная структура, смесь политипов 1M и 2M <sub>1</sub>
	Каолинит	Незначительная примесь			
* Коллекция ПГГСП «Геокарта», анализы выполнены во ВСЕГЕИ					

газово-водно-пепловой взвеси. Смена гидрослюда иллитом отражает высокую активность калия в этих растворах.

Микрондовый анализ показывает, что по содержанию алюминия в тетраэдрической позиции (0,7-1,2 форм. ед.), калия (0,25-0,75 форм. ед.) и отношению Si/(Si+Al)=0,5-0,7 основные породобра-

зующие минералы туфов относятся к обычным (глиноземистым) диоктаэдрическим гидрослюдам. Наблюдаемый в них рост концентрации К, сопровождаемый увеличением кремнекислотности (рис. 2.90), характерен как для гидратированных слюд из алмазоносных пирокластитов Полудово-Колчимского поднятия, так и из других районов Урала (Акчимский – на Северном, Пашийский – на Среднем). Совершенно другой тренд отмечен в глинистых минералах вендских осадочных пород [80].

### **Приустье р. Илья-Вож**

В отличие от р. Ефимовки в приустье р. Илья-Вож современным эрозийным срезом обнажены многочисленные тела не только гидрослюдистой, но и хлоритовой фации, что и определяет более сложный минеральный состав пирокластитов. Наиболее широкий спектр глинистых минералов установлен в грязевых туфах. По составу и степени изменения они могут быть ранжированы от преимущественно монтмориллонитовых с реликтами туфовой структуры до иллитовых, которые полностью утратили первичный рисунок вулканической породы. Отобранный и изученный материал позволяет выделить пять групп глинистых смесей, замещающих туфовый материал. Они отличаются не только по набору минералов, но и по окраске (табл. 2.25).

**Первая группа** представлена темно- и серо-зелеными глинами, образующими секущие тела среди хлоритовых (диабантитовых) ксенотуфов. Им свойственен как массивный текстурный рисунок, так и линейно-пятнистые разводы, вероятно, отражающие конвективный характер их внедрения. Типоморфными минералами являются глобулы сидерита, смешанослойные образования и не различимый глазом хлорит, придающий породе равномерную зеленую окраску.

**Вторая группа** представлена коричневыми темно-бурыми (шоколадными) глинами, образующими жилы и неправильные тела среди доломитов и известняков. Окраска обусловлена примесью тонкодисперсного гетита. Содержание в них  $Fe_2O_3$  изменяется от 5 до 31 мас.%. Характерными минералами «шоколадных» туфов являются также дефектный и вермикулитизированный хлорит, смешанослойные образования с преобладанием монтмориллонитовых пакетов ( $W_m=0,55-0,80$ ) над иллитовыми. Аналогичная по цвету и составу смесь филосиликатов установлена в супесчаных осадочных трещинах в зонах приповерхностной эксплозивной дезинтеграции среди такатинских песчаников.

**Третья группа** представлена светло-желтыми глинами, иногда с пятнисто-флюидальным распределением тонкодисперсного гема-

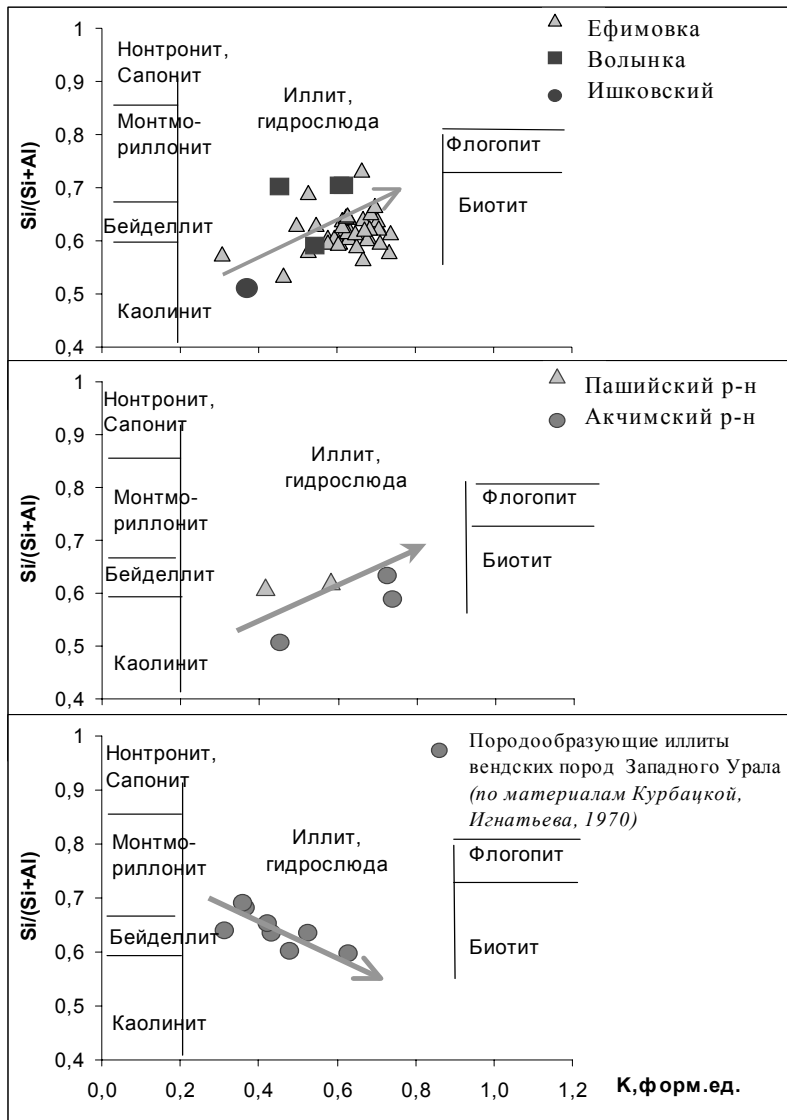


Рис. 2.90. Положение составов иллитов и гидрослюд из пирокластитов и осадочных толщ Западного Урала: стрелками показаны направления изменения состава глин. (Диаграмма построена по данным Дира и др., 1965. Использованы анализы ПГСП «Геокарта» и автора)

Таблица 2.25

## Породообразующие минералы грязевых туфов различного цвета приустья р. Илья-Вож

	1 (2)	2 (5)	3 (3)	4 (5)	5 (2)*
	Зеленые	Бурые и коричневые	Желтые и сиреневые	Черные и серые	Голубые и серые
Хлорит	Примесь, с дефектной структурой	0-30%. Вермикулитизированный, реже дефектный с островковой бруситовой сеткой			
Смешанослойный иллит-монтмориллонит	Постоянная примесь ( $W_m \geq W_i$ )	Постоянная примесь, преобладает $W_m=0,55-0,80$	До 50% фракции, ( $W_i > W_m$ ), иногда отмечается тенденция к упорядоченному чередованию иллитовых и смектитовых пакетов (3:1)		
Гидрослюда (Sm 10-20%)		Преобладает	До 50 % фракции	Гидрослюда на грани с иллитом (1M, иногда 1Md и реликтовая-2M <sub>1</sub> ), довольно дисперсная (размер микроблоков по оси c менее 13 элементарных слоев)	
Иллит (Sm<10%)	Преобладает	Существенная примесь (вероятно 1M)	0-30 %, чрезвычайно дисперсный (бездефектные блоки содержат не более 8-9 элементарных слоев)	От примеси до 40% глинистой фракции, со средним совершенством структуры Mc=27-30	Почти мономинеральный иллит 1M (a=5,20Å; b=9,01Å; c sinβ=9,99Å), довольно дисперсный (Mc=9-10)
Каолинит	Примесь	Несущественная примесь	0-30 %, чрезвычайно дисперсный (бездефектные блоки содержат не более 8-9 элементарных слоев)		Незначительная примесь, довольно дисперсный
Рентгено-аморфная глина		Иногда в виде существенной примеси			

\* Цифрами обозначены группы грязевых туфов по минеральному составу, в скобках – количество проанализированных проб, рентгеноструктурный анализ выполнен В.Г. Шлыковым, МГУ.



тита, придающего породе вишнево-сиреневый оттенок (р. Сев. Колчим). Они слагают маломощные жилы до 10-15 см, в том числе приадвиговые, и характеризуются меньшей железистостью, чем породы второй группы ( $Fe_2O_3$  1,4-7,0 мас. %). Минералогически туфы представлены смешанослойными образованиями с преобладанием иллитовых пакетов и чрезвычайно дисперсными (8-9 элементарных слоев) иллитом и каолинитом.

**Четвертая группа** глин выполняет жилы, пластообразные тела и характеризуется черной и серо-черной окраской, обусловленной примесью тонкодисперсных (и рентгеноаморфных) сульфидов железа. Суммарное содержание оксидов железа колеблется от 3 мас. % в серых до 23,5 мас. % в сажисто-черных разностях. Они состоят из каолинита и гидратированной слюды, занимающей промежуточное положение между иллитом и гидрослюдой.

**Пятая группа** представлена низкожелезистыми ( $FeO+Fe_2O_3$ , 1,5-2 %) серо-голубыми глинами, выполняющими наиболее поздние секущие тела зон эксплозивной дезинтеграции или центральные части крупных жил, сложенных сульфидизированными туфами четвертой группы. Они содержат желваки гидроксидов железа, размер которых зависит от мощности тел, вмещающих их пирокластитов. Минералогически грязевые туфы представлены тонкочешуйчатым (9-10 элементарных слоев) почти мономинеральным иллитом политипа 1М. Отмечается также незначительная примесь весьма дисперсного каолинита.

\* \* \*

Анализ состава грязевых туфов приустья р. Илья-Вож позволяет разделить их на содержащие смешанослойные минералы (первая – третья группы) и не содержащие их (четвертая – пятая группы). Источником смектита, вероятно, являлся хлорит, который от первой группы к третьей приобретает дефектную структуру, вермикулитизируется и замещается смешанослойными образованиями – сначала с преобладанием монтмориллонитовых пакетов, а затем иллитовых. Не содержащие смектита туфы четвертой и пятой групп, судя по взаимоотношению в жилах (ранние – черные, поздние – голубые), эволюционируют от гидрослюды к почти мономинеральному иллиту, как и туфы Ефимовки.

Следовательно, можно предполагать, что грязевые туфы (глины) этих групп формировались за счет преобразования пирокластического субстрата, занимающего различное положение во флюидно-магматической колонне. Очаг водно-глинистых растворов, содержащих смектиты, формировался в условиях хлоритовой фации гидролиз-

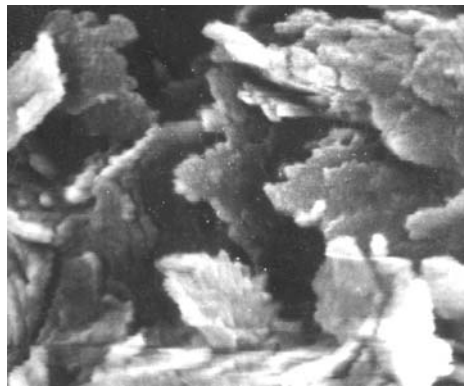
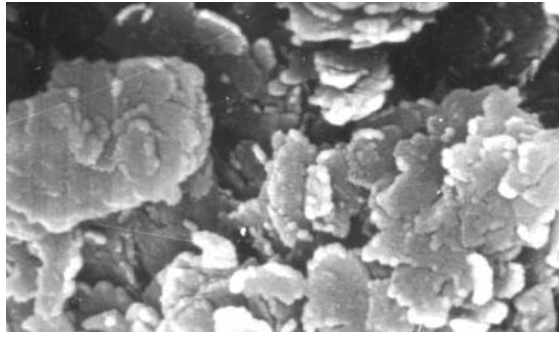


Рис. 2.91. Гидрохлудита политипа 2M<sub>1</sub> (ув. 25 000 раз) и нарастающий на нее иллит 1M (ув. 50 000 раз) в грязевых туфах приустья р. Илья-Вож (четвертая группа)

ного изменения вулканического материала, а флюидов без монтмориллонита – в гидрохлудистой. Широкое развитие иллитов политипа 1M, реже 1Md, и исключительно редкая встречаемость политипа 2M<sub>1</sub> в качестве реликтового (рис. 2.91) свидетельствуют об относительно низких температурах формирования филосиликатов. Установленная эволюция минерального состава грязевых туфов от хлоритов и гидрохлуд к иллитам отражает высокую активность калия в водно-глинистых растворах. Увеличение дисперсности минералов в наиболее дифференцированных пирокластитах (третья – пятая группы), как и в породах Ефимовки, может отражать механический характер измельчения пакетов слоистых минералов в процессе течения вулканической грязи.

#### **Другие районы проявления пирокластитов**

Для выявления связи алмазоносных пирокластитов Северного Урала с породами других районов, в том числе неалмазоносными, бы-

ли исследованы молодые образования, сложенные глинистыми минералами, эндогенная природа которых установлена в последние годы.

В верховье р. Камы, в платформенной (северо-западной) части Пермской области глины широко распространены в составе так называемой «рудной пачки» среднеюрского возраста, вмещающей сидеритовое оруденение [55]. Большое содержание в них редких земель, установленное в 1991 г., позволило Л.П. Нельзину предположить, что источником рудного вещества является раннемезозойский щелочно-ультраосновной магматизм кимберлитового или лампроитового типа.

Рентгеноструктурный анализ показал (табл. 2.26), что глины рудной пачки сложены в основном диоктаэдрическим Самонтмориллонитом и смешанослойными минералами с преобладанием монтмориллонитовых пакетов над иллитовыми (70:30). В качестве примеси установлены дефектный хлорит, гидрослюда, иллит и каолинит. Минеральный состав глин и ассоциация с сидеритом аналогичны наиболее глубинным и примитивным зеленым грязевым туфам первой группы приустья р. Илья-Вож.

В Ябуровском проявлении (Акчимский алмазоносный р-н, Сев. Урал) грязевые туфы сложены в основном каолинитом и иллитом. В незначительном количестве зафиксированы гидрослюда и смешанослойный минерал с преобладанием иллитовых пакетов над монтмориллонитовыми. По набору глинистых минералов пирокластиты Ябуровской сопоставимы с туфами третьей группы приустья р. Илья-Вож.

В долине Крестовоздвиженской и Кладбищенской алмазоносной россыпей (Средний Урал) зафиксированы маломощные милонитизированные туфы во вмещающих доломитах и зоны эксплозивной дезинтеграции, выполненные ксенотуфами с жильными телами грязевых туфов. Хотя они и сложены гидратированной слюдой (политипа  $2M_1$ ) и каолинитом, что делает их похожими на наиболее дифференцированные и высококремнистые глины пятой группы (р. Илья-Вож), они характеризуются более высокотемпературными условиями образования. Слюдистые чешуйки в них различимы даже невооруженным глазом.

В Шеинском карьере (Челябинская область) геологами Южного Урала и ВСЕГЕИ установлены и изучены жильные и эксплозивные тела оливин-флогопитовых ( $\pm$ диопсид) лампроитоподобных пород с миаскитовым типом щелочности и их туфов хлорит-серицитового состава. И те, и другие отмечены как в свежих (скальных), так и измененных (глинизированных) разностях. В последних нами встречены сульфиды, идиоморфные кристаллы кварца и уваро-

Таблица 2.26

## Породообразующие минералы глин других районов Пермской области и Урала

Минералы	Верхняя Кама, глины юрской сидеритовой пачки	Ябуровское, грязевый туф	Крестовоздвиженское, милонитизированный туф	Кладбищенское, ксенотуф и грязевый туф	Шейнский карьер (Южный Урал), автотетасоматические глины	
					по лампрофирам	по туфам
Серпентин и тальк					Незначительная примесь	
Флогопит					Примесь (a=5,34 Å; b=9,24 Å)	
Хлорит	Примесь, с дефектной структурой					
Смектит (Sm)	Преобладает (диоктаэдрический Са-монтмориллонит)				Преобладает (триоктаэдрический стевенсит (a=5,29; b=9,15 Å))	
Смешанослойный иллит-монтмориллонит	Примесь, W <sub>и</sub> <W <sub>м</sub> (30:70)	Примесь, (W <sub>и</sub> <W <sub>м</sub> ),				
Гидрослюда (Sm 10-20%)	Примесь	Примесь				
Иллит (Sm<10%)	Незначительная примесь	Преобладает	фенгит? 2M <sub>1</sub> , a=5,21; b=9,02 Å	(фенгит?) 2M <sub>1</sub>		Диоктаэдрический иллит 2M <sub>1</sub>
Каолинит	Примесь	Преобладает, со средним совершенством структуры		Переотложенный, со средним совершенством структуры Mc=20-25		Примесь
Рентгеноструктурный анализ выполнен В.Г. Шлыковым (МГУ)						

вит, которые свидетельствуют об эндогенной природе более позднего преобразования. По меланократовым лампрофирам развивается в основном магнезиальный триоктаэдрический смектит (стевенсит) с незначительной примесью талька и серпентина. Флогопит в них практически не изменяется. Туфы, характеризующиеся повышенными содержаниями кремния (61-67 мас.%  $\text{SiO}_2$ ) и алюминия (17-24 мас.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), предопределяющими их лейкократовый облик, при последующем эндогенном изменении обогащаются калием (с 0,3-0,7 мас.%  $\text{K}_2\text{O}$  до 7,5 мас.%) и замещаются диоктаэдрическим иллитом  $2\text{M}_1$  с незначительным количеством каолинита.

Интрузивное залегание изученных туфов и их существенно лейкократовый состав, отличающийся от лампрофиров, позволяет предполагать, что после превращения расплава в газово-пепловую взвесь вулканический материал был подвержен сильному выщелачиванию. Сконденсировавшаяся из газовой фазы вода в результате гидролизного взаимодействия с силикатами приобрела кислый характер. Это привело к накоплению в пирокластитах кремния, алюминия (рис. 2.92) и выносу катионов (Fe, Mg, Ca, K), на оксиды которых приходилось около 30 % массы лампрофиров. Дальнейшее преобразование части туфов приводит к их замещению иллитом и каолинитом. Кристаллизация поли типа  $2\text{M}_1$  свидетельствует о довольно высокой температуре растворов, а рост содержания Mg и K в глинах, может говорить о том, что постмагматические флюиды, обогатившись этими компонентами на ранней (кислотной) стадии, приобрели щелочной характер. Это подчеркивается также частичным выносом кремнекислоты из глинизированных туфов.

Таким образом, в Шеинском карьере выделяются два типа изменений. Первый проявляется при замещении пород глинистыми минералами: оливин-флогопитовых (+диопсид) лампроитоподобных магнезиальным смектитом, тальком и серпентином, а салических хлорит-серицитовых туфов иллитом и каолинитом. Как видно, при глинизации в целом сохраняется химический характер исходных и конечных продуктов (магнезиальный лампрофир → магнезиальная глина, алюмокремниевый туф → алюмокремниевая глина).

Второй тип изменения связан с переходом от меланократовых лампрофиров к их лейкократовым туфам. Несмотря на то, что породы сохраняют, вероятно, в результате спекания или гидрохимического «слипания» скальный облик, химизм исходных и конечных продуктов различается весьма существенно. Вскипание магмы и взаимодействие образовавшихся пепловых частиц с собственной флюидной фазой является мощным фактором, который приводит к радикальному измене-

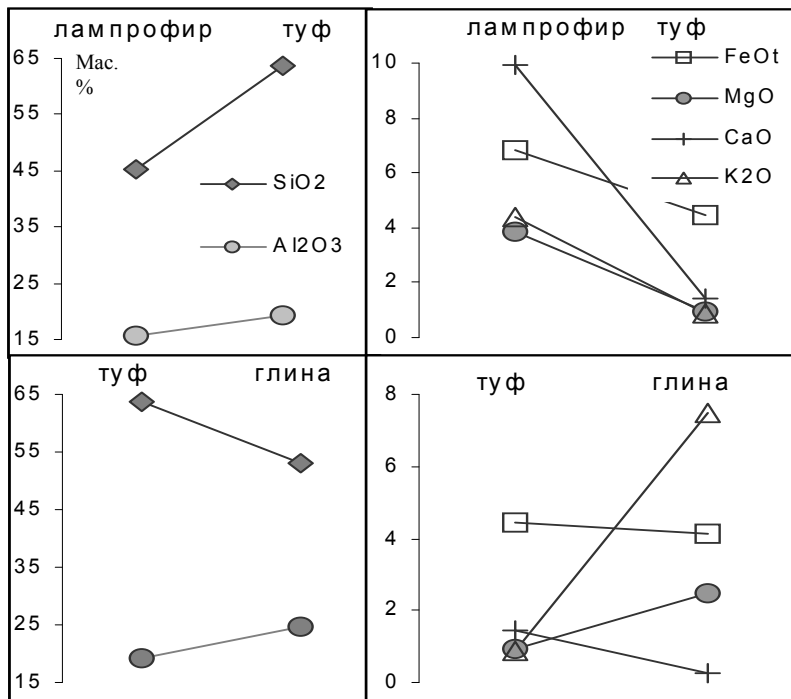


Рис. 2.92. Поведение основных породообразующих оксидов при преобразовании лампрофиров Шеинского карьера в пирокластический материал и дальнейшем замещении глиной (иллитом). Построено по материалам Л.И. Лукьяновой и автора

нию состава исходного субстрата. Только наличие в туфах корродированных реликтов хромшпинелидов, уваровита и ильменита выдает их исходную ультраосновную природу.

\* \* \*

Глинистые минералы являются главными породообразующими минералами ксенотуфов и особенно грязевых туфов. В более ранних ксенотуфах (гидрослюдистой фации) развиты относительно крупные выделения высокотемпературной гидрослюды политипа 2M<sub>1</sub> и более низкотемпературные, представленные тонкими частицами иллита 1M. Подобное соотношение глинистых минералов может отражать их последовательное формирование за счет пирокластического материала в присутствии калийсодержащих растворов.

В более поздних грязевых туфах, выполняющих в основном жильные тела, минеральный состав глин также эволюционирует в направлении более однородного по строению иллита (1М) с незначительным количеством каолинита. Однако исходный набор минералов зависит от положения очага водно-глинистых растворов во флюидно-пирокластической колонне. На уровне хлоритовой фации генерируются водно-минеральные взвеси с хлоритом, смектитом и смешанослойными образованиями с преобладанием монтмориллонитовых пакетов. На уровне гидрослюдистой фации – пульпы с гидрослюдой и иллитом. Продолжительное течение этих грязевых растворов приводит не только к минеральному преобразованию глин, но и их механическому диспергированию. Следовательно, жилы, выполненные глинами, не являются результатом аутометасоматической аргиллизации магматического материала, а сформировались в результате обезвоживания глинистого раствора. Об этом же свидетельствуют флюиальность глин, зональное строение (сульфиды в эндоконтакте, гидроксиды и брекчиевые текстуры в центре), отражающие внедрение более окисленного и обезвоженного материала.

Большое минеральное разнообразие туфов Полюдово-Колчимского поднятия (от хлоритовых, смектитовых, смешанослойных, гидрослюдистых до иллит-каолинитовых) отражает значительные масштабы и продолжительность грязевого вулканизма, который в других районах Пермского региона проявился лишь фрагментарно.

Сравнение химического и минерального состава первичных лампроитоподобных пород Шеинского карьера (Ю. Урал), туфов и рыхлых образований показало, что наиболее сильные изменения происходили не при глинизации, а в результате преобразования магматического материала в пирокластический. Таким образом, наблюдаемые на Северном Урале глинистые смеси, развивающиеся не по магматитам, а по вулканическому веществу, и сами несущие признаки существенной химической и механической дифференциации, разительно отличаются по химическому составу от исходного субстрата.

Несмотря на оторванность глинистых минералов от расплавов по составу и времени, они являются индикаторами уникального алмазоносного грязевого вулканизма, в таком объеме представленного и пока изученного лишь на Полюдово-Колчимском поднятии.

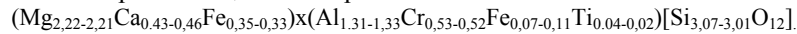
**Продукты изменения хромовых гранатов**

Вторичные хромовые минералы, развивающиеся по гранатам, довольно широко распространены и отмечаются в пирокластитах, обогащенных пиропами (Ефимовка, Колчимский и Ишковский карьер, Сухая и Сырая Волынка). Встречены келифитовые каймы простого и сложного строения, а также полные псевдоморфозы по гранатам (рис. 2.93). Келифит развивается, кроме того, по трещинам отдельности, а В.А. Езерским он отмечен в трихитических каналах внутри пиропов. Наличие неустойчивого к транспортировке келифита на поверхности гранатовых зерен отражает его образование в окружающих пирокластитах.

Более детально были изучены три типа замещений: полиминеральные каймы, оболочки на гранатах различного состава и полные псевдоморфозы.

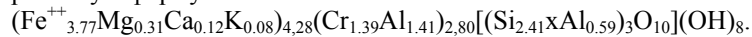
**Полиминеральные келифитовые каймы**

Гранат, по которому развивается вторичные минералы, представлен хром-кальциевым пиропом



В его кайме выявлены 3 фазы: магнетит, хлорит и вмещающая их слюда (табл. 2.27, анализы 3 – 6).

В составе магнетита отмечается повышенное содержание  $Fe^{2+}$  (1.16 форм. ед.) и Si (0.16 форм. ед.). Хлорит отвечает хромовому тюрингиту с формулой



Слюды, судя по высокой железистости (0,95), относятся к хромовым биотитам с формулой  $K_{0,42-0,53}(Fe_{2,0,1-2,09}Mg_{0,13-0,21}xCa_{0,0,5-0,09})_{2,19-2,52}(Fe_{0,46-0,94}Cr_{0,35-0,42}Al_{0-0,33})_{1,29-1,48}[(Fe_{0-0,11}Al_{1,19-1,28}Si_{2,61-2,81})_4O_{10}](OH)_2$ . Заметен недостаток одновалентных и трехвалентных катионов. Недостаточное содержание калия отражает частичную гидратированность слюды.

В келифитовой кайме гранатов из кимберлитов Якутии и Южной Африки [151] хром накапливается в хромшпинелиде, пикроильмените, хроммагнезиоферрите. Здесь его концентрация увеличивается в 3-10 раз, находясь в прямой зависимости от содержания хрома в пиропе. Магнетит как вторичный минерал характерен для бесхромистых гранатов. В нашем же случае при содержании в пиропе 9,41-9,45 мас. %  $Cr_2O_3$  в оксидной фазе должно быть 40-56 мас. %. Но мы видим, что в рассматриваемой кайме  $Cr_2O_3$  накапливается в слюде и особенно хлорите (15,17 мас. %) и практически отсутствует в магнетите.



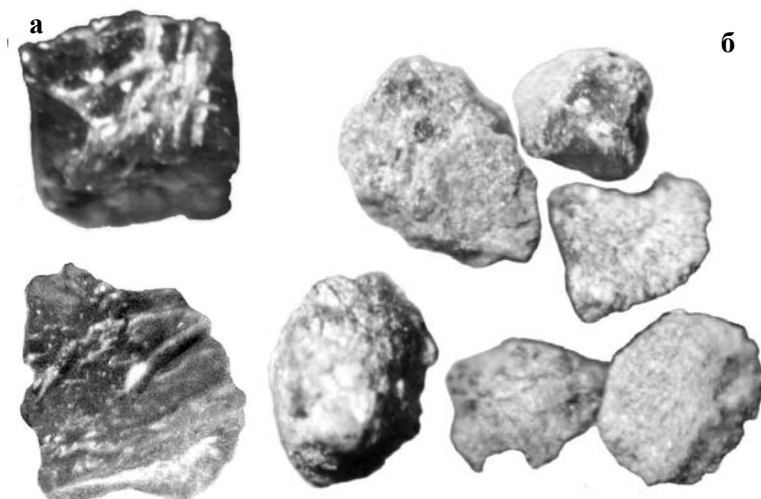


Рис. 2.93. Келифит, развивающийся за счет пиропов (р. Ефимовка): а – по трещинам, б – полные псевдоморфозы

Подобное отличие от типичных кайм на гранатах из кимберлитов, вероятно, связано с низкой температурой келифитизации.

Вынос Mg и Ca (84-95%) при замещении отражает кислый характер растворов, что нехарактерно для кимберлитов и их флюидов.

**Мономинеральные келифитовые каймы**

В зернах, отобранных геологами Елизаветинской партии, определены 3 разных случая замещения (табл. 2.27, анализы 7-12):

- хром-кальциевый пироп  $(Mg_{2,18}Ca_{0,52}Fe_{0,32})(Al_{1,28}Cr_{0,44}Fe_{0,16})[Si_{3,07}O_{12}]$  и хромовый гидробиотит  $K_{0,33}(Fe_{1,88}Mg_{0,53}Ca_{0,1})(Al_{0,78}Cr_{0,39})[(Si_{3,39}Al_{0,61})_4O_{10}]x(OH)_2$ ;
- хром-кальциевый пироп  $(Mg_{2,28}Ca_{0,48}Fe_{0,26})(Al_{1,28}Cr_{0,47}Fe_{0,18})Si_{3,04}O_{12}$  и хромовый ферри-фенгит  $K_{0,46}(Mg_{0,46}Ca_{0,16})(Al_{1,10}Cr_{0,50}Fe_{0,31})[(Si_{3,62}xAl_{0,38})_4O_{10}](OH)_2$ ;
- пироп-альмандин  $(Mg_{2,24}Ca_{0,34}Fe_{0,46})(Al_{1,55}Cr_{0,05}Fe_{0,31}Ti_{0,06})Si_{2,99}O_{12}$  и (гидро)биотит  $K_{0,51}(Fe_{1,16}Mg_{0,45}Ca_{0,12})(Al_{1,71}Cr_{0,05})[(Si_{3,68}Al_{0,32})_4O_{10}](OH)_2$ .

Содержания некоторых оксидов во вторичных минералах зависят от состава субстрата. По хромовым пиропам развиваются хромосодержащие слюды (хромовые гидробиотит и ферри-фенгит), по низкохромистому пироп-альмандину – гидробиотит. Все эти филосиликаты образуются на фоне привноса  $H_2O$ ,  $K_2O$  и выноса  $CaO$ ,  $MgO$  (рис. 2.94).

Таблица 2.27

## Химические составы хромсодержащих гранатов и продуктов их изменения, мас.%

Ок- си- ды	Ядро		Келифитовая кайма				Гранаты с реликтами каймы						Слодистые псевдо- морфозы по гранатам		
	пироп		маг- не- тит	хлорит	слюда		пироп	сло- да	пи- роп	сло- да	пироп- альман- дин	сло- да			
SiO <sub>2</sub>	42,01	41,19	4,22	20,00	32,51	29,54	41,90	40,73	41,73	50,70	41,30	47,45	50,34	50,33	42,13
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,07	0,00	0,07	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,23	15,38	1,21	14,03	14,91	12,33	14,85	14,14	14,94	17,60	18,17	22,21	24,87	25,49	18,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,45	9,41	0,66	15,17	6,41	5,18	7,82	6,21	8,40	9,21	0,97	0,85	2,82	1,20	7,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	1,62	56,07	0,00	7,01	15,74	2,89	0,00	3,32	5,86	5,70	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	6,83	5,74	36,66	37,41	28,92	27,23	5,18	27,05	4,32	0,00	7,54	17,87	0,56	0,50	0,28
MnO	0,00	0,00	0	0,00	0,00	0,00	0,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	20,39	20,31	0	1,72	1,60	0,97	20,01	4,29	21,12	4,36	20,79	3,87	2,70	2,87	2,80
CaO	5,43	5,93	0	0,94	0,97	0,55	6,63	1,08	6,21	2,10	4,41	1,48	0,00	0,00	0,27
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,11
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,50	3,79	4,67	0,00	3,08	0,00	5,03	0,00	5,13	8,28	8,87	7,14
Sum.	100,04	99,97	99,61	89,78	96,12	96,20	99,96	96,58	99,96	94,86	99,94	98,86	89,64	89,39	77,99

Анализы: 1-6 – коллекция автора (Ефимовка, Сатебах, ВСЕГЕИ, аналитик О.А.Яковлева), 7-12 – коллекция Елизаветинской ГСП (к-21, Ефимовка), 13-15 – коллекция Вишерской ГРП (13-14 –Ишковский карьер, 15 – Сухая Волынка)

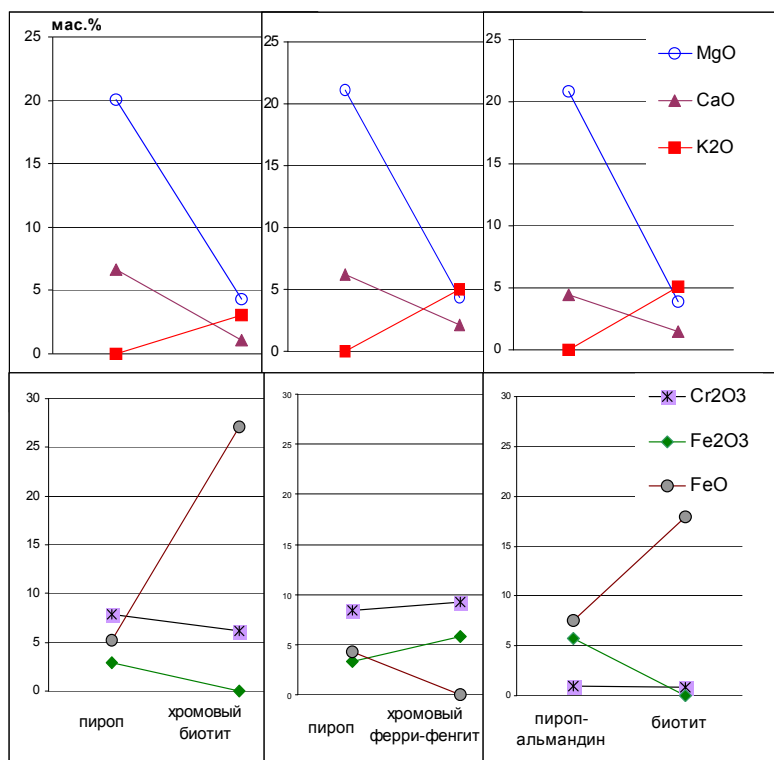
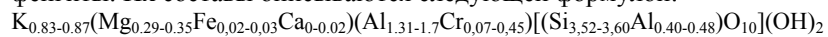


Рис. 2.94. Соотношение некоторых компонентов в различных зернах граната и их келифитовых каймах

### *Полные псевдоморфозы по гранатам*

Все псевдоморфозы по гранатам из ксенотуфов Ишковского карьера и Сухой Волынки представляют собой низкожелезистые слюды с высоким содержанием Si (более 3 форм. ед.), то есть хромовые фенгиты. Их составы описываются следующей формулой:



Наиболее низкие содержания Mg и Fe позволяют рассматривать эти слюды как наиболее зрелые продукты преобразования пиропов флюидами кислого характера.

\* \* \*

Установленные в составе реакционных оболочек филосиликаты позволяют дополнить спектр минералов келифитовых кайм [151, 152], и выделить новый тип, образование которого обусловлено взаимодействием гранатов с кислыми постмагматическими растворами (табл. 2.28). Вероятно, их образование происходило синхронно с массовым гидрослюдистым (гидролизным) преобразованием окружающей пирокластике при высокой активности калия.

Таблица 2.28

Типизация келифитовых кайм

	Келифитовые каймы из кимберлитов различных регионов мира (по Харькову и др., 1988, 1995)		Келифитовые каймы из пирокластиков Сев. Урала
	Докимберлитовые	Кимберлитовые	Постэксплозивные (гидролизные)
Механизм образования	За счет плавления граната при подъеме мантийного материала из гранатовой фации в шпинелевую	За счет взаимодействия граната с кимберлитовой магмой, насыщенной флюидами	За счет массового преобразования минерального состава пирокластиков
Характерные минералы	Ортопироксен, клинопироксен, шпинелиды, реже амфибол и флогопит	Флогопит, хромшпинелид, хроммагнезиоферрит, магнетит, ильменит, перовскит, реже пироксены, амфибол (вторичные – хлорит, серпентин, карбонаты)	Магнетит, хромовый тюрингит, хромовый биотит, биотит, хромовый ферри-фенгит, хромовый фенгит, $Ti_2Cr_2O_7$

**Продукты изменения хромшпинелидов**

Вторичные хромсодержащие фазы, развивающиеся по хромшпинелиду в пирокластитах, редки и пока отмечены только в приустье р. Илья-Вож.

Встреченные минералы слагают зональный агрегат. В ядре находится реликтовое выделение хромита округлой формы. Краевая часть зерна характеризуется коричневой окраской и составляет две трети его объема. Она имеет неясное радиальное строение, что позволяет считать ее результатом реакционного взаимодействия хромита с окружающей средой. Оболочка представлена оксидной фазой, содержащей незначительные выделения слюдистого минерала. Для слюды характерен очень необычный состав – высокие титанистость и хромистость (табл. 2.29). Первая сравнима с содержанием  $TiO_2$  в титанфло-

гопите и весьма редком воданите (до 9 и 12 мас. %). Вторая характеризуется трехкратным превышением (1-8,8 мас. % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) максимальных концентраций хрома в фуксите (в хромовом мусковите, по [37], Cr не более 0,5 форм. ед.).

Таблица 2.29

**Химический состав продуктов изменения хромшпинелида, мас. %**

	Реакционная слюдисто-оксидная кайма по хромиту			
	Фуксит	Вторичные оксиды		
SiO <sub>2</sub>	28,85	7,40	3,81	1,34
TiO <sub>2</sub>	10,85	3,63	4,32	4,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,94	13,18	12,12	11,38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,82	64,18	70,04	78,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,69	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	4,35	4,17	2,03
MnO	0,00	0,00	0,0	0,00
MgO	1,03	1,44	0,83	0,78
CaO	0,46	0,40	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	2,03	2,87	2,63	1,13
K <sub>2</sub> O	5,18	0,16	0,75	0,25
<b>Сумма</b>	<b>94,85</b>	<b>98,62</b>	<b>98,67</b>	<b>99,56</b>

Левобережье р. Илья-Вож. Анализы выполнены на микрозондовом анализаторе Camebax во ВСЕГЕИ, аналитик О.А. Яковлева. Коллекция автора.

Формула ильвовожской слюды имеет следующий вид:  $(K_{0.46}Na_{0.27})(Cr_{1.41}Al_{0.19}Ti_{0.51}Mg_{0.11}Ca_{0.04})[(Si_{2.73}Al_{1.27})O_{10}](OH)_2$ . Данный минерал может быть назван ультрахромистым титановым фукситом. Присутствие титана, вероятно, объясняет недостаток одновалентных металлов в результате изоморфизма по схеме  $Ti^{4+} \leftrightarrow Me^+ + Me^{3+}$ . Оксидная фаза неоднородна по составу и представлена промежуточными продуктами разложения: хромшпинелид  $\rightarrow$  эсколаит ( $Me_{0.86}Cr_{1.14}O_3 \rightarrow Me_{0.75}Cr_{1.25}O_3 \rightarrow Me_{0.54}Cr_{1.46}O_3$ ). При переходе от хромита к кайме резко уменьшаются содержания железа и магния, что свидетельствует об их выносе. На границе со шпинелидом отмечают наиболее высокие значения для кремнезема и щелочных металлов, отражающие их диффузию из окружающей среды к центру. Самыми инертными компонентами, накапливающимися в кайме, являются хром и титан (рис. 2.95). Отсутствие Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в оторочке говорит о восстановительном характере флюидов, вызвавших разложение хромшпинелида, а вынос Fe, Mg отражает кислый характер растворов. Привнос в оксидную фазу Si, Na, K и кристаллизация ультрахромистого титанового фуксита свидетельствуют об обогащенности флюида этими компонентами.

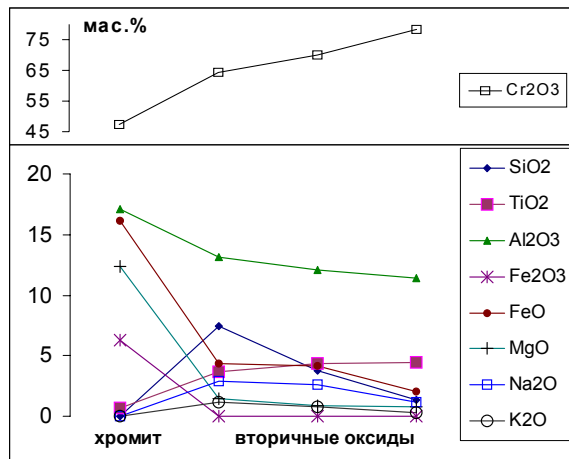


Рис.2.95. Поведение оксидов в процессе замещения вторичной оксидной каймой

### Продукты изменения оксидов титана

Поздние оксиды титана являются весьма характерными минералами пирокластитов. Особенно разнообразны они в наиболее обогащенных калием туфах гидрослюдистого состава, расположенных в апикальной части эксплозивной структуры. К ним относятся лейкоксен, брукит, анатаз и сенаит.

### Лейкоксен

Отмечены самые разнообразные выделения лейкоксена. Очень характерны псевдоморфозы по ромбоэдрическо-пинакоидальным кристаллам ильменита (ромбоэдр+пинакоид) бежевого цвета. Такие зерна имеют иногда слюдястые и гематитовые оторочки. Их происхождение пока не ясно, но повышенная встречаемость таких псевдоморфоз совместно с высокоглиноземистыми минералами (альмандин, андалузит, ставролит и др.) позволяет предполагать, что лейкоксен мог образоваться по метакристаллам ильменита. По-видимому, он был захвачен алмазоносной магмой в процессе ее подъема из метаморфических толщ.

Лейкоксен также образует относительно «свежие» псевдоморфозы черного цвета по пинакоидальным (пинакоид+2 ромбоэдра) кристаллам ильменита. Для него характерны присутствие оксида марганца и относительно малая сумма примесей (табл. 2.30). Вероятно, он образовался по обогащенному пирофанитом магматическому ильмениту из лампроитов.

Таблица 2.30

**Химический состав различных морфогенетических типов  
лейкоксона, мас. %**

№ пробы	Псевдо- морфоза по ильмениту	Окатанные зерна лей- коксона из терриген- ных пород			Агрегатный лейкоксен из туфовой массы	
	Илья-Вож, ив-1/3	Ефимовка, 110			Ефимовка, Р-105	Дресвянка, Д-20/1
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	0,75	0,39	1,85	3,96	1,08	8,76
TiO <sub>2</sub>	92,41	93,99	91,70	83,02	83,66	81,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,04	0,00	3,26	5,62	0,57	4,82
FeOсум	4,09	5,07	1,75	4,33	12,96	1,73
MnO	0,51	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,33	0,50	0,00	0,00
CaO	0,37	0,00	0,00	0,58	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,19	0,19	0,17	1,07
Сумма	99,18	99,46	99,07	98,20	98,44	98,34
примеси	6,76	5,46	7,38	15,18	14,78	16,38

1,6 –коллекция автора, 2-5 – ПГТСП «Геокарта». Анализы выполнены во ВСЕГЕИ, аналитик О.А. Яковлева (Самебах).

Реже лейкоксен встречается в виде ячеисто-губчатых агрегатов неправильной формы (до 1 мм и более), которые не претерпели какой-либо транспортировки (Дресвянка). На Северном Колчипе в таких выделениях отмечаются идиоморфные мелкие кристаллы (до 0,1 мм) красного рутила, голубого анатаза и оранжевого брукита. Подобный лейкоксен обычно обогащен кремнеземом или окисью железа.

Однако чаще он представлен окатанными зернами размером 0,2-0,5 мм. Учитывая широкую распространенность во вмещающих породах, его можно отнести к терригенной ассоциации. При попадании в ксенотуфы лейкоксен подвергался различным изменениям. На зернах темно-коричневого цвета, вызванного примесью Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, видно, что краевая часть осветляется и становится более рыхлой. Нередко он замещается и обрастает брукитом и анатазом. Составы подобных лейкоксонов невыдержаны, что может быть обусловлено множественностью источников и разной степенью изменения.

Таким образом, лейкоксен в алмазонасных пирокластитах имеет различное происхождение. Окатанный происходит из терригенных образований, идиоморфный, вероятно, связан как с метаморфическими, так и с магматическими породами, а ячеистые и неправильные агрегаты формировались непосредственно в туфах и ксенотуфах.

### ***Брукит***

Брукит относительно редок. Наряду с преобладающими окатанными зернами он отмечен в виде отдельных индивидов и в сростаниях с лейкоксеном.

В разных проявлениях пирокластитов зафиксированы различные габитусные формы кристаллов (рис. 2.96), что может отражать особенности условий их роста.

Интересны взаимоотношения брукита с лейкоксеном. Отмечаются два типа их сростаний. Наиболее часто брукит замещает пластинчатые выделения в лейкоксене, наследуя реликтовое строение структуры распада ильменита или титаномагнетита (Ишковский карьер, Ефимовка, Дресвянка). Для него характерен серый или зеленовато-серый цвет. Подобный брукит может не только замещать, но и доращивать пластинчатые выделения идиоморфными кристаллами (Ефимовка).

Второй тип сростаний с лейкоксеном встречен в Ишковском карьере и районе пос. Золотанка. Брукит образует щетки призматических кристаллов, растущих на внутренних стенках полых зерен лейкоксена диаметром 0,5-0,75 мм.

Образование брукита как в результате замещения (перекристаллизации), так и растворения лейкоксена отражает подвижность титана в пирокластитах. Формирование кристаллов брукита в виде корок, развивающихся по пикроильмениту, отмечалось при активизации гидротермальных растворов в результате термального воздействия траппов на кимберлиты [152].

### ***Анализ***

Анализ является самым распространенным минералом из новообразованных титановых фаз. Его особенно много в ксенотуфах, обогащенных терригенным лейкоксеном (Ишковский карьер, Дресвянка). Отмечается несколько габитусных форм. Наиболее ранний анализ образует зеленовато-желтые дипирамидальные кристаллы с грубой штриховкой. Подобные формы, по И. Костову [68], отражают условия пересыщения. Более поздние кристаллы характеризуются голубоватой окраской и пинакоидальным габитусом. Нередко они обрастают вершины дипирамидального анализа с образованием пестроокрашенных индивидов или окаймляет зерна лейкоксена. Уплощенные кристаллы, по И. Костову, характерны для менее перенасыщенных сред.

Таким образом, анализ образуется в ксенотуфах, обогащенных титаном. На начальном этапе из перенасыщенных растворов кристаллизуются дипирамидальные желтовато-зеленые кристаллы, а затем – пинакоидальные голубые.



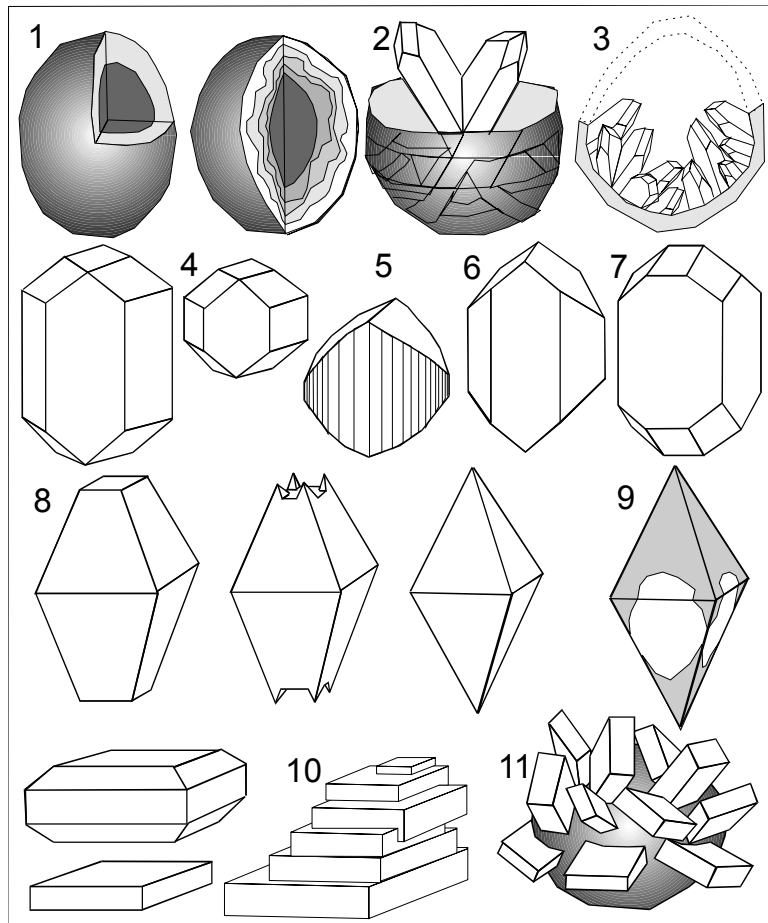


Рис. 2.96. Морфология оксидов титана из пирокластитов Северного Урала: 1-зональные зерна лейкосена с осветленной каймой; 2,3 - взаимоотношение лейкосена с новообразованным брукитом; 4-7- морфология кристаллов брукита из различных проявлений; 8 –морфология ранних кристаллов анатаза, 9- обрастание раннего зеленовато-желтого анатаза участками с голубой окраской; 10,11-морфология кристаллов позднего анатаза и его нарастание на лейкосеновые зерна

\* \* \*

Образование губчатого лейкоксона, брукита и анатаза отражает подвижность титана в туфовых флюидах. Известно [121], что титан характеризуется незначительной миграционной способностью в гидротермальных растворах. Его подвижность наиболее высока в современных кислых водах Камчатки и Курильских островов. В щелочных гидротермах того же района концентрация титана на порядок ниже. Именно кислый состав флюидов обусловил их агрессивность и частичное растворение ксеногенного лейкоксона с появлением осветленных рыхлых кайм или зерен с полым ядром.

Масса растворенного лейкоксона прямо предопределяет количество новообразованных оксидов титана и их морфологию. Встреченные оксиды кристаллизуются в довольно большом диапазоне температур (100-500°C) [68]. Однако брукит образуется при большей концентрации ионов натрия и, вероятно, калия. Скорее всего, именно он и формировался первым из растворов, наиболее обогащенных щелочами. В процессе связывания калия гидрослюдами его активность падала. Брукит сменился анатазом, который вначале кристаллизовался из пересыщенных (дипирамидальный), а затем из менее концентрированных растворов (пинакоидальный). Наиболее поздней и низкотемпературной (вероятно ниже 100°C) формой отложения титана являлся губчатый лейкоксен.

### **Сенаит**

Наряду с лейкоксоновыми и рутил-анатазовыми псевдоморфозами по ильменитам и пикроильменитам развиваются и более экзотические фазы. Так, В.А. Езерским и Е.В. Молчановой (2001) в коллекции В.Я. Колобянина с Ишковского карьера установлен сенаит, относящийся к группе кричтонита. Этот оксид, иногда вместе с пиролозитом, слагает внешнюю землистую оболочку псевдоморфоз.

В отличие от теоретического состава  $Pb(Ti,Fe,Mn)_{21}O_{38}$  минерал содержит примеси  $Cr_2O_3$ ,  $MgO$ , что может свидетельствовать о его развитии по пикроильмениту, а также воду (3,5-9,6 мас. %), отражающую его частичную гидратированность. Сенаит открыт и широко распространен в алмазонасных филлитах и россыпях Бразилии [106] в виде удлинённых пинакоидально-остроромбоздрических кристаллов и зерен неправильной формы. Несмотря на примеси ( $MgO$ ,  $ZrO_3$ ) бразильские минералы характеризуются относительно выдержанным составом (рис. 2.97). В отличие от них уральские аналоги обеднены железом и их состав не столь стехиометричен (табл. 2.31, рис. 2.97).

Таблица 2.31

## Состав сенаита с Ишковского карьера, Северный Урал

	Мас. %				Форм. ед.		
	1	2	3		1	2	3
SiO <sub>2</sub>	1,39	1,06	1,40	Si	0,45	0,32	0,43
TiO <sub>2</sub>	56,79	80,68	46,2	Ti	13,85	18,10	10,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,04	1,43	4,27	Al	1,16	0,50	1,55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	1,39	0,84	Cr	0,25	0,32	0,20
FeOсум	1,97	2,13	4,07	Fe	0,53	0,53	1,04
MnO	16,56	5,17	26,40	Mn	4,55	1,31	6,87
MgO	0,69	1,12		Mg	0,33	0,50	0,00
CaO	0,38	0,62	0,58	Ca	0,13	0,20	0,19
PbO	8,57	2,94	12,63	Pb	0,75	0,24	1,04
ZrO <sub>3</sub>	-	-	-	кат	22,00	22,00	22,00
Сумма	90,39	96,54	96,39	O	36,63	40,70	33,46

Коллекция В.Я. Колобянина, В.А. Езерского

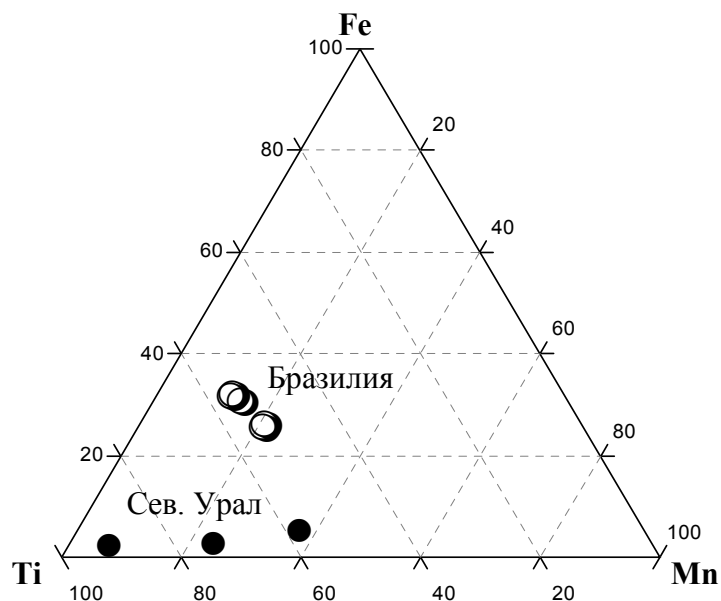


Рис. 2.97. Соотношение Ti-Fe-Mn в сенаитах Урала и Бразилии

Вынос из пикроильменита железа, магния и привнос свинца, марганца свидетельствует о кислом восстановительном характере растворов, с которыми, вероятно, связана и галенитовая минерализация, отмечаемая практически на всех алмазных месторождениях Полюдово-Колчимского поднятия. Равновесный состав южно-американских минералов и встречаемость в виде кристаллов говорят о значительности масштабов проявления поствулканических процессов, о чем может свидетельствовать более высокоглиноземистый состав «филлитов», чем на Урале.

В пирокластитах Ишковского карьера, как и в Бразилии, формирование сенаита отражает преобразование первичных оксидов титана (ильменита и пикроильменита) постмагматическими свинецсодержащими кислотными гидротермами.

## КВАРЦ И ДРУГИЕ ОКСИДЫ КРЕМНИЯ

Минералы кремнезема весьма распространены в алмазоносных пирокластитах Северного Урала. Существенно преобладает кварц. Кроме него встречены и диагностированы халцедон, аллофан, опал и кристобалит.

**Кварц** в виде новообразованной фазы характерен для вулкаников, залегающих среди кластических толщ, насыщенных ксеногенной песчаной составляющей. Отмечаются как идиоморфные «двухголовые» кристаллы, образовавшиеся в основной массе ксенотуфов (нередко с ядром осадочного кварца), так и отдельные индивиды и щетки, выросшие на стенках контракционных трещин. Габитус их может варьировать от гексагонально-дипирамидального до ромбоэдрически-призматического. Наряду с бесцветными отмечаются разноцветные, окрашенные в дымчатый цвет. Значительно реже кварц в виде одиночных кристаллов фиксируется в кальцитовых или доломитовых прожилках среди карбонатных пород вблизи тел пирокластиков. Здесь также отмечаются бесцветные и дымчатые разноцветности.

В грязевых туфах имеются целые прослои (до 3 см), сложенные кварцевыми зернами (приустье Илья-Вож). Под биноклем видно, что это ксеногенные зерна, насыщенные по плоскостным деформациям мельниковитом, а чаще – уже полностью регенерированные удлиненно-призматические кристаллы. Среди них много расщепленных индивидов, тройников по японскому закону, агрегатов, растущих на единой (пленочной?) подложке и зооморфов (рис. 2.98). По сравнению с ксенотуфами, в этих породах кварц характеризуется удлиненной

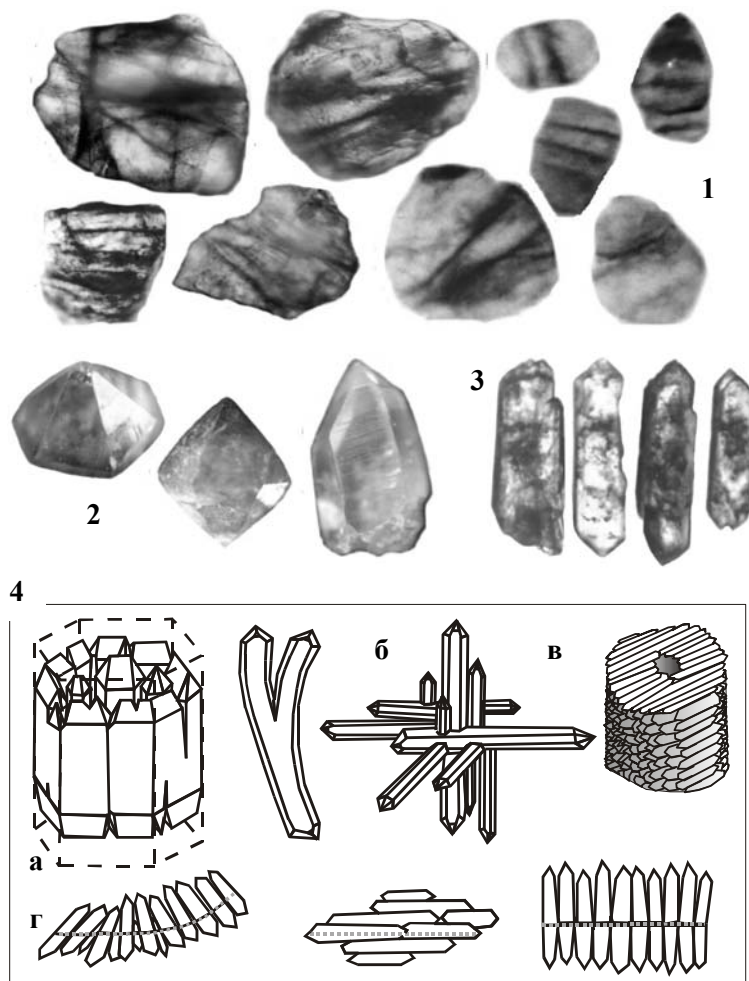


Рис. 2.98. Морфология кварца из ксенотуфов и грязевых туфов (приустье р.Илья-Вож): 1 – зерна ксеногенного кварца с плоскостными деформациями, декорированными мельниковитом; 2 – дипирамидальный и призматическо-ромбоэдрический кварц из ксенотуфов; 3 – длиннопризматические кристаллы из грязевых туфов; 4 – кварц из грязевых туфов: а – регенерированное зерно; б – расщепленные кристаллы и двойники; в – псевдоморфоза по криноиде; г – мелкие щетки на подложках

формой кристаллов, что может говорить о большей степени перенасыщения растворов.

Таким образом, в пирокластитах происходит дорастание кварцевых зерен, отражающее их образование из гидротермальных растворов кислого состава.

**Кварц и кварцин** в совместных агрегатах установлены в секрциях среди доломитовых дуплексов, «плавающих» в толще тиллитовидных пород чурочной свиты венда. В приустье р. Рассольная эта толща пронизана многочисленными жилами милонитизированных туфов гидрослюдисто-хлоритового состава.

На р. Чурочной среди доломитов чурочной свиты зафиксированы агатовидные секрции халцедона размером до первых десятков сантиметров. Отмечаются два типа секретий (рис. 2.99), различающихся по строению и механизму заполнения.

*Секрции первого типа* характеризуются относительно простым строением. По краям они выполнены друзовидно-шестоватым агрегатом доломита шириной 2,5 мм. Следующая зона (0,5 мм) представлена тонкослоистым агрегатом скрытокристаллического кварца, который диагностирован рентгенодифракционным и ИК-спектроскопическими методами [134]. Третья зона, развитая только в лежачем боку секрции, сложена присыпкой кристаллов доломита, причем идиоморфными являются и нижние грани, погруженные в нижележащий халцедоновый слой. Четвертая зона представлена кварцином, мощность полос которого и степень кристалличности постепенно возрастают к центру секрции, замещаясь друзовидно-шестоватым агрегатом кварца. В лежачем боку этой зоны фиксируются мелкие кристаллы доломита (и пирита), нарастающие на гребневидную поверхность кварцевых прослоев. В центральной друзовидной полости отмечаются отдельные поздние ромбоэдры кальцита.

Строение такой секрции отражает участие в минералообразовании двух типов растворов. Первый (гидрокарбонатный) существовал на начальной стадии, когда отлагался доломит. Нарастание на стены полости и геометрический отбор между индивидами карбоната свидетельствуют о их кристаллизации из истинного раствора, заполнявшего полость. Второй (кремнистый) проявился позднее. Тонкослоистое афанитовое строение первых прослоев халцедона, которые содержат глобулы кремнезема, и идиоморфизм нижних граней доломита, погруженных в халцедон, говорят о существовании кремнезема в пластичном состоянии и его образовании из насыщенных коллоидных растворов. Постепенно возрастающая мощность прослоев и увеличение степени их кристалличности свидетельствуют о постепенном падении

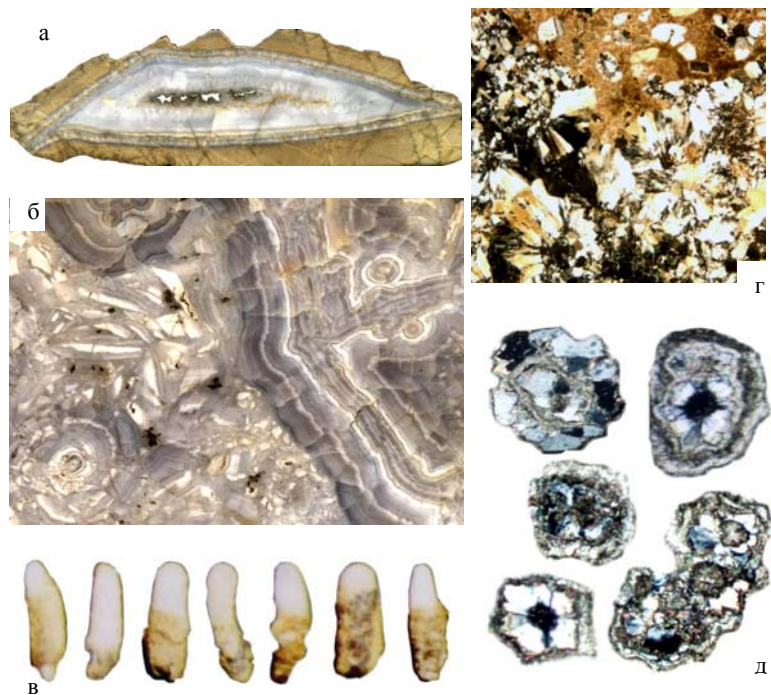


Рис. 2.99. Простые и сложные (а, б) секреты кварцин-кварцевого состава (р. Чурочная, уменьшено в 2 раза), халцедоновые псевдосталактиты (в), нарастающие на кристаллы пирита (р. Северный Колчим, увеличено в 20 раз), кварцин-кварцевые (г) и зональные кварц-кальцитовые (д) сферолиты из вторичных карбонатных пород (Ябуровская, увеличено в 20 и 60 раз)

концентрации кремнезема и превращении коллоидных растворов в истинные. Наличие присыпок доломита в лежачем боку секреты отражает периодическое внедрение гидрокарбонатного раствора и оседание зародышей, образованных во взвешенном состоянии.

В данной секреты В. И. Силаевым [134] зафиксирован следующий набор микроминералов (5-30 мкм): пирит, сфалерит ( $Zn_{0.96-0.98}Cd_{0.01-0.02}Cu_{0.01-0.03}S$ ), халькопирит (нередко с эмульсией сфалерита и галенита), идиоморфные зерна фаялита и ферросилита, выделения барита и апатита, олово-кремниевый оксид ( $Si_{0.28-0.75}Sn_{0.72-0.25}O_2$ ), медно-цинковый арсеносульфат с примерной стехиометрией ( $Zn_{0.57-0.6}Cu_{0.4-0.43}[(S_{0.87-0.9}As_{0.1-0.13})O_4]$ ), медно - цинковый сплав

( $\text{Cu}_{0.63}\text{Zn}_{0.36}\text{Fe}_{0.1}$ ), самородное олово и хлорид состава ( $\text{Ca}_{0.67}\text{Mg}_{0.2}\text{K}_{0.13}$ )Cl. Высокая степень кристалличности кремнезема и сфалеритовая эмульсия в зернах халькопирита свидетельствуют о более высокотемпературных условиях образования по сравнению с обычными секрциями халцедона. Реконструированная последовательность отложения сульфидов в рассматриваемых секрциях (пирит → сфалерит → халькопирит → барит) совпадает с хорошо известной генеральной последовательностью минералообразования на стратиформных полиметаллических месторождениях в карбонатных породах.

*Второй тип* секретий характеризуется более крупными размерами, неправильной формой и сложным строением. Необычным структурным элементом этих образований являются мембраны и псевдосталактиты, часто ветвящиеся, свисающие цепочками со стен секрции. Они обрастают зональным скрытокристаллическим халцедоном (кварцином), содержащим глобулы. Интерстиции между этими натечными образованиями выполнены брекчиевым агрегатом, сложенным фрагментами полосчатого скрытокристаллического силицита, сцементированного более раскристаллизованной фазой.

Подобная текстура свидетельствует об их дроблении в еще пластичном состоянии. Как и в секрциях первого типа, отложение минералов происходит на фоне падения концентрации кремнезема в растворе.

Наряду с выполнением полостей новообразование радиальных кварцин-кварцевых агрегатов (иногда с кальцитом) отмечено в подержанных джаспероидизации доломитах Ябуровского проявления.

**Скрытокристаллические и аморфные разновидности кремнезема** весьма характерны для грязевых туфов и ксенотуфов преимущественно гидрослюдистого состава, развитых среди карбонатных пород в районе слияния р. Илья-Вож и Сев. Колчим. Здесь широко представлены *опал*, *аллофан*, *кристобалит* и *халцедон*. Первые образуют жилы и гнезда, а халцедон – глобулярные формы и псевдосталактиты, которые нарастают в виде хвостов на удлиненно-игольчатые кристаллы пирита, сформировавшиеся в капиллярных каналах дегазации. Вместе с этими, преимущественно аморфными минералами, в туфах и туфобрекчиях встречается водный карбонат редких земель – лантанит.

\* \* \*

Морфология и степень кристалличности соединений кремнезема в алмазных месторождениях Северного Урала зависят от степени минерального преобразования пирокластитов и состава вмещающей рамы.



Так, в вулканитах, локализованных среди терригенных пород, отлагается кварц. В ксенотуфах это дипирамидальные метакристаллы и ромбоэдрически-призматические индивиды контракционных трещин. В грязевых туфах регенерации могут быть подвержены целые прослой захваченного песчаного материала. Обилие двойников, расщепленных кристаллов и их длиннопризматический (игольчатый) габитус отражает более высокую перенасыщенность сопровождающих их гидротерм.

В вулканитах, локализованных среди карбонатных пород, форма выделения кремнезема зависит от степени гидролизного преобразования пирокластики и температуры. Вблизи относительно горячих хлоритовых туфов откладываются карцин-кварцевые секции. Карбонатное окружение вызывает резкое перенасыщение и образование коллоидных растворов, последовательное осаждение которых сопровождается падением концентрации кремнекислоты и увеличением степени кристалличности отлагаемых фаз. Среди туфового материала преимущественно гидрослюдистого состава образуются халцедон, опал, кристобалит и аллофан, что отражает не только низкотемпературные условия, но и большую степень гидролизного разложения пирокластики.

### *ЗОЛОТО И ДРУГИЕ САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ*

Наряду с взрывными сферулами железа и ванадия и ксеногенными по отношению к пирокластитам платиноидами отмечены и аутигенные самородные металлы. По типу выделения они могут быть разделены на две группы: 1) ксеноморфные зерна между породообразующими минералами из основной туфовой массы; 2) пленки на кристаллах алмаза.

#### **Ксеноморфные зерна между породообразующими минералами**

*Золото* является самым распространенным минералом из самородных фаз и установлено почти на всех месторождениях алмазов.

В взрывных ксенотуфах, локализованных среди терригенных пород Волюнки, золото встречается в виде ксеноморфных зерен нередко с пористым, губчатым строением [94]. Оно ассоциирует с пиритом и характеризуется весьма высокой пробностью ( $\text{Au}_{0,82-0,96}\text{Ag}_{0,0,15}\text{Cu}_{0-0,05}\text{Pd}_{0-0,01}\text{Ni}_{0-0,01}\text{Fe}_{0-0,01}$ ). В виде включений в нем установлены галенит и ангидрит.

В гидрослюдистых и карбонатно-гидрослюдистых туфах, локализованных в основном среди известняков и доломитов Волюнского

месторождения (коллекция В.Р. Остроумова, скв. Вл-1,2,3, глубина 28-150 м), золото представлено мелкими (до 0,2 мм) пластинчатыми и неправильными выделениями. Оно весьма различается по составу даже в пределах одной пробы. Преобладают золото-ртутные соединения. Это вейшанит  $Au_{3,15-3,33}Ag_{0,2-0,31}Hg_{1,43-1,63}$ , амальгама с почти эквивалентным соотношением золота–ртути  $Au_{0,9}Ag_{0,03}Cu_{0,04}Hg_{1,04}$ , и амальгама золота–меди  $Au_{3,34}Ag_{0,15}Cu_{1,01}Hg_{0,51}$ . Более редки тетрааурикуприд ( $Au_{0,83-0,89}Cu_{0,99-1,02}Hg_{0,12-0,15}$ ) и промежуточный член раствора золото–электрум ( $Au_{1,35-1,42}Ag_{0,58-0,65}$ ). Эти низкопробные минералы золота ассоциируют с новообразованным карбонатом, пиритом, марказитом и киноварью.

Столь разительное отличие состава самородных фаз в зависимости от вмещающих пород (рис. 2.100), вероятно, обусловлено «открытостью» минералообразующих систем и температурой растворов. Так, среди карбонатных пород на относительной глубине (28-150 м) воднотуфовая взвесь после внедрения цементировалась новообразованным доломитом и кальцитом, что обеспечило запечатывание пирокластике и сохранение первичного состава золота. Ассоциация с марказитом, который отлагается раньше пирита из более кислых растворов, отражает относительно высокотемпературные условия кристаллизации. Формирование же золота в более низкотемпературных «проницаемых» ксенотуфах, материал которых претерпел эксплозивную дезинтеграцию, вызвало рост высокопробного металла и отток из породы подвижных компонентов, в том числе ртути. Включения ангидрита свидетельствуют об образовании золота ксенотуфов в условиях возросшего окислительного потенциала.

Золото из различных проявлений и месторождений Среднего и Северного Урала, связанных с пирокластическими образованиями, характеризуется довольно чистым составом. Это заметно в ксенотуфах Ефимовки [94] и р. Няр, а также в Пашийском районе [60] и Крестовоздвиженской россыпи. В металле из последнего объекта отмечается наименьшее количество примесей, что связано с его частичным преобразованием в аллювии.

Таким образом, в алмазных месторождениях и проявлениях пирокластитов отмечается ряд минералов от амальгам и тетрааурикуприта до высокопробного золота. Преобладающие в пирокластитах чистые составы отражают его формирование преимущественно в проницаемых ксенотуфовых породах из низкотемпературных гидротермальных растворов в приповерхностных условиях.

**Железо** зафиксировано сотрудниками ВСЕГЕИ в виде ксеноморфных выделений между лейстами гидрослюд в пробах, отобран-

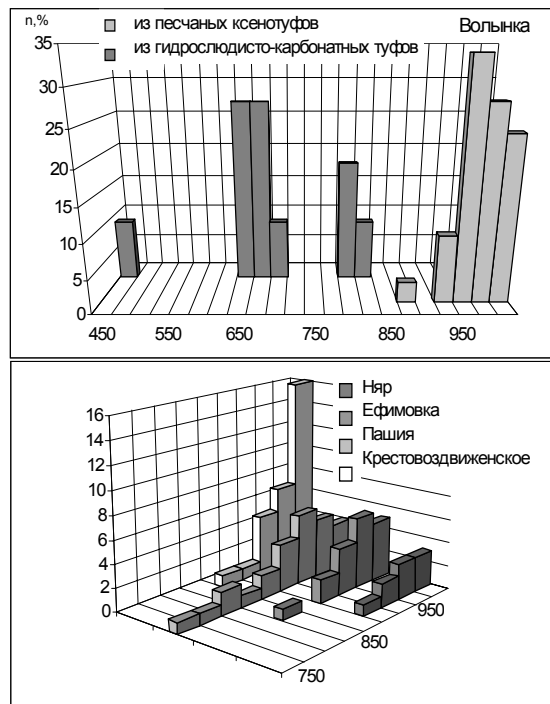


Рис. 2.100. Пробность золота в различных месторождениях и проявлениях Северного и Среднего Урала (построено по материалам автора, В.Р. Остроумова, И.Я. Илалтдинова, Б.М. Осовецкого)

ных геологами ПГГСП «Геокарта» из пирокластитов приустья р. Илья-Вож.

**Медь**, слагающая неправильные зерна, отмечена многими исследователями в тяжелой фракции вулканитов месторождений Волянка и Ефимовка.

**Олово и латунь** состава  $Cu_{0,63}Zn_{0,36}Fe_{0,1}$  определены [134] на р. Чурочной в продуктах гидротермальной деятельности вблизи хлоритовых туфов. В самих хлоритовых пирокластитах и в сидеритовой вкрапленности широко распространены выделения самородного **цинка** (Zn 94,33-94,86, Fe 4,81-4,84, Mn 0,25-0,29 мас. %). На р. Чурочной в хвостах обогатительной фабрики О.К. Ивановым [57] встречены шарообразные и пластинчатые выделения **свинца** в литаргитовой (PbO) оторочке. **Латунь**  $Cu_{0,53}Zn_{0,47}$  и **никелевая латунь**  $Cu_{0,55}Zn_{0,33}Ni_{0,12}$  в ассоциации с **серебром** и Co-Ni-пиритом установлены в хлоритовых туфах Дресвяной Степи.

В пробах, отобранных геологами ПГТСП «Геокарта» и В.Р. Остроумовым, во ВСЕГЕИ диагностированы также самородные *ртуть, алюминий и кремний*.

Таким образом, самородные минералы, представленные благородными металлами, полиметаллами и железом, ассоциируют с породообразующими хлоритом, гидрослюдой и являются характерными образованиями пирокластитов, отражающими восстановительные обстановки их формирования.

### **Минеральные пленки на кристаллах алмазов**

Использование сканирующего микроскопа с энергодисперсионной приставкой позволило А.Б. Макееву с коллегами [1, 92] диагностировать на поверхности кристаллов алмаза из европейских месторождений большое количество не видимых при обычных увеличениях минеральных фаз. Толщина этих пленок не превышает первых микрон и не влияет на прозрачность. В видовом отношении они представлены самородными, оксидными, фосфатными и слоистосиликатными минералами.

Наиболее экзотичными являются пленки металлов, установленное количество которых достигло 26. По совместной встречаемости элементов соединения разделяются на три группы: сидерофильные, халькофильные и литофильные (табл. 2.32). Более 60% взятых на исследование уральских, среднетиманских и архангельских образцов было покрыто металлическими примазками. На различных участках каждого алмаза отмечаются от одной до четырех пленок, относящихся к разным группам. Их образование исследователи [1, 92] связывают с мантийной стадией, когда рассеянные расплавленные капли самородных металлов благодаря способности растворять углерод выступали в качестве кристаллизатора алмаза. Рост кристаллов кубического углерода, по мнению авторов, должен прекратиться, когда толщина окружающей пленки достигнет критического предела (0,1-1  $\mu\text{m}$ ).

Кроме самородных минералов (табл. 2.33) на поверхности тиманских алмазов зафиксированы пленки редкоземельного алюмофосфата-флоренсита, формирование которого связывали с кимберлитовой или лампроитовой магмой. Более поздними вторичными изменениями объяснялось образование слоистых силикатов (хризотил, сапонит, гидрослюда, каолинит) и оксидов (магнетит, хроммагнетит, анатаз, рутил и др.).

Многообразие самородных металлов на поверхности одного кристалла (в том числе наличие крайне дефицитных в мантии литофилов Ta, W, Mo, а также легкоплавких (232-420° C) халькофилов Pb, Sn,

Таблица 2.32

**Состав пленок самородных металлов на алмазах из различных месторождений  
(составлена по материалам Макеева и др., 2000)**

Химический состав	Основные элементы														
	Cr	Fe	Ni	Pd	Au	Ag	Cu	Zn	Sn	Pb	Bi	Ta	Ti	W	Mo
Cr	⊗														
Fe <sub>7</sub> Cr (Fe-Cr)	● ⊗	● ⊗													
Fe <sub>7</sub> Cr <sub>2</sub> Ni															
Fe		● ⊗													
Fe-Ni		⊗	⊗												
Ni			⊗												
Au <sub>2</sub> Pd <sub>3</sub>															
Au															
Au <sub>7</sub> Ag															
Cu-Au-Ag															
Ag						⊗									
Cu							● ⊗								
Cu <sub>3</sub> Zn <sub>2</sub> , Cu <sub>2</sub> Zn, (Cu-Zn)							● ⊗	● ⊗							
Zn								● ⊗							
Cu <sub>3</sub> Sn							●		●						
Pb-Sn-Cu							● ⊗		● ⊗	● ⊗					
Sn								●	●						
Pb-Sn								● ⊗	● ⊗	● ⊗					
Pb										● ⊗					
Bi															
Ta															
Ti													⊗		
W														●	
Mo															

**Минеральные примазки, сосуществующие с самородными пленками на кристаллах алмаза из различных месторождений (по Макееву, 2000)**

Красновишерский р-н, Урал	Ломоносовское, Архангельская обл.	Ичетью, Средний Тиман
Хризотил, магнетит, хромпикотит, кварц, кальцит, гипс, сульфаты Fe, хлориды Na и K	Хризотил, сапонит, гидрослюда, кальцит, гипс, барит, сульфаты Fe, хлориды Na и K	Флоренсит, гидрослюда, хлорит, каолинит, серпентин, магнетит, хроммагнетит, шеелит, анкерит, кварц, рутил, анатаз, хлориды Na и K

Zn, Bi), отсутствие этих минеральных фаз в самом алмазе и приуроченность к отрицательным формам на гранях (ямкам травления, каналам, ложбинкам между вициналями) позволяют связать их с наиболее поздними стадиями преобразования алмаза. Об этом же свидетельствует их совместное нахождение с минералами, природу которых объясняют приповерхностными или гипергенными процессами. Приведенные в работе [1] таблицы и фотоматериалы по месторождению Ичетью позволяют проследить, что, например, флоренсит отмечается совместно с хлоритом,  $Fe_7Cr$ , Ti,  $Cu_3Sn$ , Sn,  $Au_2Pd_3$ , Fe, гидрослюдой, анкеритом, магнетитом, шеелитом, Nd-Ti-оксидом. Гидрослюда зафиксирована вместе с Ti, Bi, Fe, флоренситом и каолинитом. Хлорит встречен с Nd-Ti-оксидом, флоренситом, флогопитом,  $Cu_3Sn$ , Sn,  $Fe_7Cr$ , Ti. Каолинит – с гидрослюдой, сапонитом и самородным Fe, а серпентинит – с  $Fe_7Cr$ , Fe, Pb, магнетитом и хроммагнетитом. Подобные ассоциации гидроксильных и самородных минералов не являются аномальными, а широко отмечаются в породах, подверженных гидролизу. Так, при серпентинизации, хризотилизации, антигоризации, отальковании оливина в гипербазитовых массивах образуются самородные Fe, CoFe,  $FeNi_3$ , Cu, Au, Ag, когенин, графит [114].

Таким образом, встречаемые на поверхности кристаллов алмаза самородные и гидроксильные фазы могут быть связаны с единым процессом – гидролизом алмазного мантийного материала в приповерхностных условиях. Измененность силикатного материала до серпентина, хлорита, гидрослюды, каолинита и сапонита отражает большую степень разложения, чем в обычных массивах серпентинитов. Высвобождающиеся из кристаллических решеток силикатов катионы восстанавливаются до металлов. Алмаз, судя по приуроченности самородных пленок к коррозионным формам, выступал в качестве подложки-восстановителя. Именно резко восстановительные условия могли привести к образованию целой гаммы различающихся по своему поведению самородных минералов, даже в пределах одного кристалла ал-

маза. Вероятно, качественный набор этих металлов зависит от геохимической специализации исходной магмы. Об этом может свидетельствовать наличие большого количества пленок с благородными металлами на алмазах месторождения Ичетью, которое, в отличие от архангельских и уральских, является преимущественно золоторудным.

\* \* \*

Встречаемость большинства самородных фаз (Fe, Au, Ag, Cu, Zn, Pb, Sn и латунь) как в виде пленок на алмазах, так и в самих вмещающих пирокластитах отражает их генетическое единство и связь с массовым гидролизом вулканического материала, обеспечивающим восстановительные обстановки, благоприятные для их кристаллизации.

## ЭКСПЛОЗИВНЫЕ МИНЕРАЛЫ

### **Шлаковидные частицы и металлические сферулы**

Минералогический анализ сотен проб из месторождений Полюдово-Колчимского поднятия показал присутствие незначительной, но устойчивой примеси в тяжелой фракции экзотических по форме и составу частиц, относимых различными исследователями к космогенным, магматогенным или техногенным. Это различные металлические, металлоидные шарики и обломки пористых шлаков, содержащих микровключения этих же самых сферул и скелетные кристаллы многих оксидов.

Во многих публикациях [20, 73, 135] доказывается возможность образования магнитных шариков при дроблении проб на щековых дробилках. Существует возможность их засорения техногенными частицами при бурении. Поэтому монофракции проб отбирались вручную и обогащались до концентрата на лотке в полевых условиях. Чтобы избежать заражения космическим веществом, материал для промывки брался из массива, породы которого не были переотложены в гипергенных условиях.

Установленные в этих пробах набор минеральных фаз и их состав оказались сопоставимыми с продуктами, встреченными другими исследователями в пробах, претерпевших техногенную переработку и обогащение. Это позволило существенно увеличить представительность авторских анализов.

Анализ стекол и шлаковидных частиц из алмазных месторождений Северного Урала показывает, что их можно разделить по составу

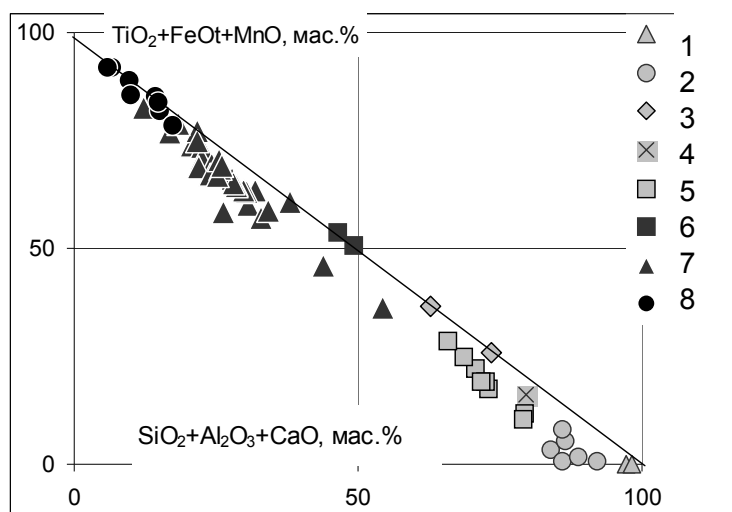


Рис. 2.101. Соотношение фермических и силикатных компонентов в группах шлаков и стекол Поллюдово-Колчимского поднятия

на два крупных типа – (кальцево)-кремнистый и марганцевый (табл. 2.34, рис. 2.101). Один из них обогащен Al, Ca ( $\pm$ Fe), другой – Fe, Ti, Mn. Кремний входит в состав стекол обоих типов, но его содержания наиболее высоки в первом. На эти компоненты и кислород приходится более 90 мас. %. Пересчет средних составов стекол и шлаков в атомарные количества позволил подобрать формулы минералов, близких по соотношению металлов и кремния, и ранжировать сферулы по кремниевости ( $Si/Me = Si / (Ti + Al + Fe + Mn + Mg + Ca + Na + K)$ ) и лейкократности ( $L/M = (Si + Al + Ca + Na + Ca + K) / (Ti + Fe + Mn + Mg)$ ) от почти чистого «кварца» до «ульвошпинели».

**(Кальцево)- кремнистый тип стекол и шлаков**

Данный тип представлен преимущественно сферулами, реже – пористыми шлаковыми частицами. В каждом проявлении эти образования характеризуются своим специфичным составом. В настоящее время установлено пять таких химических групп.

*Первая группа*, наиболее близко отвечающая по составу кварцу, встречена нами в гидрослюдисто-карбонатных туфах Золотанки. Зафиксирована она в тяжелой фракции крупнообъемной (70 кг) протоочки в виде осколков и фрагментов прожилков мощностью до 1 мм. Стекло имеет темно-дымчатую окраску и раковистый скол.



Таблица 2.34

## Основные типы и группы стекол и шлаковидных частиц

Группа	Химический аналог	Si/Me	L/M	Усредненная формула	Место находки
<b>(Кальциево)- кремнистый тип</b>					
1	Кварц $\text{SiO}_2$	11,5	837	$(\text{K}_{0,03}\text{Ca}_{0,05})\text{Si}_{0,92}\text{O}_2$	Золотанка
2	Фенгит $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_{0,5}\text{x}$ $\text{Al}_{1,5}(\text{OH})(\text{Si}_4\text{O}_{10})$	1,5	20.9	$(\text{K}_{0,52}\text{Ca}_{0,56})(\text{Fe}_{0,06}\text{Ti}_{0,11}$ $\text{Mg}_{0,15})\text{Al}_{1,47}(\text{Si}_{4,13}\text{O}_{10})$	Волянка
3	Пироксен $\text{Me}_2\text{Si}_2\text{O}_6$	1,05	2.66	$(\text{Ti}_{0,03}\text{Mg}_{0,03}\text{Ca}_{0,06}$ $\text{Al}_{0,75}\text{Fe}_{1,03})(\text{Si}_2\text{O}_6)$	Чурочная
4	Альмандин-гроссуляр $(\text{Fe},\text{Ca})_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	0,6	5.13	$(\text{Mn}_{0,03}\text{K}_{0,19}\text{Mg}_{0,27}\text{Na}_{0,33}$ $\text{Fe}_{0,97}\text{Ca}_{1,68})\text{Al}_{1,72}(\text{Si}_{3,11}\text{O}_{12})$	Пашия
5	Пироп-альмандин $(\text{Mg},\text{Fe})_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	0,56	3.36	$(\text{Ca}_{0,06}\text{Na}_{0,34}\text{Mg}_{0,65}\text{Fe}_{1,15})\text{x}$ $\text{Al}_{2,91}(\text{Si}_{2,86}\text{Ti}_{0,03})\text{O}_{12}$	Ефимовка
<b>Марганцевый тип</b>					
6	Кнебелит $(\text{Fe},\text{Mn})_2\text{SiO}_4$	1	1.12	$\text{Ti}_{0,02}\text{Na}_{0,03}\text{Ca}_{0,02}\text{Al}_{0,03}\text{Fe}_{0,16}\text{Mn}_{1,24}$ $\text{Si}_{1,5}\text{O}_4$	Бол. Колчим
7	Марганцевый шорломит $(\text{Mn},\text{Ca})_3$ $(\text{Fe},\text{Ti})_2(\text{TiSiO}_4)_3$	0,24	0.58	$(\text{K}_{0,09}\text{Na}_{0,33}\text{Mg}_{0,38}\text{Fe}_{0,43}\text{Ca}_{0,72}\text{Mn}_{1,02})$ $(\text{Fe}_{0,57}\text{Al}_{0,27}\text{Ti}_{1,16})(\text{Si}_{1,54}\text{Ti}_{1,46})\text{O}_{12}$	Ефимовка, Волянка, Чурочная, Бол. Колчим, Акчимский лог, Золотанка, Ябуровская
8	Марганцевая ульвошпинель $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$	0,11	0.2	$(\text{Ca}_{0,12}\text{Mn}_{0,21}\text{Fe}_{1,54})$ $(\text{Si}_{0,29}\text{Ti}_{0,69})\text{O}_4$	Волянка, Колчимский Камень, Золотанка

Сложено в основном кремнеземом ( $\text{SiO}_2$  92-95 мас%). Содержит незначительные примеси  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,13-0,16 мас. %),  $\text{CaO}$  (3,42-5,11 мас. %) и  $\text{K}_2\text{O}$  (1,53-2,72). Несмотря на небольшое количество, второстепенные компоненты качественно отражают К-Аl-Са-Si-состав вмещающих пирокластитов. Вероятно, исходным субстратом плавления явились равномерно рассеянные остроугольные алевритовые обломки кварца, содержание которых достигает в туфах 10-20 об. %.

*Вторая группа* стекол зафиксирована В.В. Жуковым в материале В.Р. Остроумова с Волынского месторождения. Они встречаются среди известняков, пропитанных туфовым материалом, и по составу близки к Са-содержащему фенгиту. Для них характерны повышенное содержание калия ( $\text{K}_2\text{O}$  2,8-9,1 мас. %) и существенные вариации  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$  (табл. 2.35). Состав стекол отражает их образование из вмещающих гидрослюдистых туфов и известняков.

*Третья группа* представлена пористыми шлаками, встречеными Е.Н. Черепановым в аллювии р. Чурочной. Они черного цвета в более железистых разностях и серого – в кремниевых. Состав шлаков может быть пересчитан на необычно богатый глиноземом пироксен. Оторванность этих образований от коренных пород не позволяет быть уверенными в их природе. Однако ложе р. Чурочной, сложенное вишневыми и зелеными алевролитами с жилами пирокластитов, может являться подходящим исходным субстратом плавления.

*Четвертая группа* представлена сферулой оливково-зеленого стекла из пирокластитов Пашийского р-на (пос. Зыковский). По химизму оно близко к гранату альмандин-гроссулярового ряда. Характеризуется высоким содержанием  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , что, возможно, является отражением состава пород пашийской свиты, вмещающих вулканогенно-осадочное глиноземисто-железистое оруденение и инъецированный пирокластический материал.

*Пятая группа* зафиксирована сотрудниками ИГЕМ (под руководством В.А. Кононовой) в ксенотуфах Ефимовки. Представлена стекловатыми сферами от светло-серого цвета до черного. По результатам микронзондового анализа они содержат около 10-15 мас. %  $\text{H}_2\text{O}$ . Состав стекла близок к ортосиликату (пироп-альмандину, перенасыщенному алюминием). Такие соотношения петрогенных окислов ( $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{FeO} > \text{MgO}$ ), как в стеклах, характерны и для вмещающих ксенотуфов. Это дает основание полагать, что последние и являлись субстратом плавления. Наряду со стеклами преобладающего состава, в зерне катаклазированного осадочного циркона отмечено округлое стекловатое включение, обогащенное  $\text{ZrO}_2$  (2,33 мас. %) и  $\text{K}_2\text{O}$

Таблица 2.35

## Состав кальцево-кремнистых стекол и шлаков 1-5 групп, мас. %

Группа № п/п	1		2						3		4	5									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20*	
SiO <sub>2</sub>	92,0	94,67	55,81	64,25	62,85	70,85	60,73	51,46	43,55	59,22	40,33	37,16	39,5	39,86	40,97	36,82	42,93	34,68	34,68	50,06	
TiO <sub>2</sub>	0	0	1,63	0	0	0,4	3,82	7,44	1,58	0,42	0,67	0	0	0	1,09	0,86	0	1,09	1,09	0	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,13	20,25	21,64	16,59	17,2	18,61	16,55	18,01	12,97	18,91	33,07	32,52	32,21	37,44	31,74	36,19	30,32	30,32	26,99	
FeO	0	0,04	1,72	0,67	0,72	1,22	1,55	0,75	34,95	25,48	15,08	22,21	17,52	19,28	10,51	24,06	10,49	27,28	27,28	4,07	
MnO	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0,04	0,08	0,44	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
MgO	0	0,13	1,97	1,29	0,71	1,6	1,56	1,51	0,53	0,41	2,32	4,85	7,29	5,56	7,13	3,96	7,55	3,68	3,68	1,64	
CaO	5,11	3,42	7,89	0	12,54	0,6	7,23	18,08	1,29	1,23	20,31	0,43	0,93	0,38	0,91	0	0	0,79	0,79	0	
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,28	2,23	2,72	1,95	2,55	2,84	2,15	2,15	0,36	
K <sub>2</sub> O	2,72	1,53	5,39	9,1	7,53	4,99	5,02	4,21	0	0,15	1,94	0	0	0	0	0	0	0	0	14,55	
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	0,07	0	0	0	0	0	0	0,05	0,04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
ZrO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,33	

\*1-2 – прожилки дымчатого стекла, Золотанка (коллекция автора); 3-8 – сферулы стекла, Волынка, скв. 15/35,5м (коллекция В.Р. Остроумова, В.В. Жукова); 9-10 – серый шлак, Чурочная (коллекция Е.Н. Черепанова и автора); 11-сферула зеленого стекла, Пашийский р-н, пос. Зыковский (коллекция автора); 12-20 – серо-черное стекло, в том числе № 20 - цирконийсодержащее, Ефимовка (коллекция ИГЕМ и ПГГСП «Геокарта»).

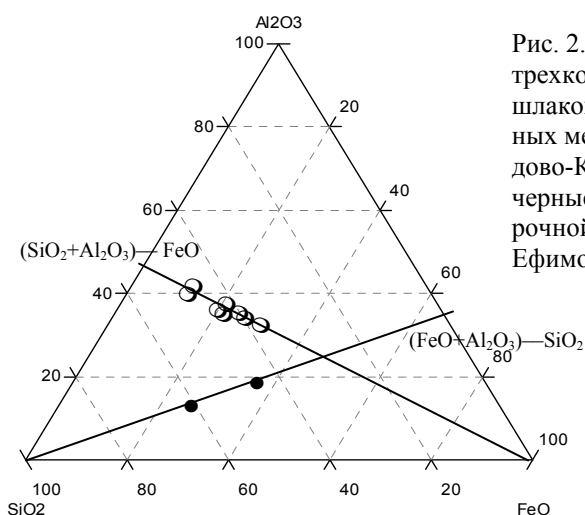


Рис. 2.102. Вариации состава трехкомпонентных стекол и шлаков 3 и 5 групп из алмазных месторождений Полюдово-Колчимского поднятия: черные кружки—шлаки Чурочной, белые кружки—стекла Ефимовки

(14,6 мас. %). Диффузия  $ZrO_2$  в алюмо-кремниевое стекло отражает частичное плавление циркона. Вероятно, высокое содержание калия способствовало некоторому снижению температуры плавления, которая, по справочным данным, составляет  $1680^\circ C$  [133].

Встречаемость стекловатых частиц (кальциево)-кремниевое типа в виде прожилков, инъекций в зернах осадочного циркона, пестроты химизма и корреляция с составом вмещающих пород позволяют считать их аутигенными, сформировавшимися на месте. Химический состав указывает на участие в их образовании как пирокластического, так и осадочного материала. Так, наличие во вмещающей раме карбоната предопределяет лейкократовость стекол и высокое содержание  $SiO_2$  (Волынка, Золотанка). Терригенный состав окружения вызывает обогащенность железом и алюминием (Ефимовка, Чурочная, Пашия). Специфичность формирования данных стекол и вариаций их химизма на разных месторождениях видна даже в относительно близких образованиях, сложенных в основном тремя компонентами (рис. 2.102). Для стекол Ефимовки это «замещение»  $(SiO_2 + Al_2O_3) - FeO$ , а для шлаков Чурочной —  $(Al_2O_3 + FeO) - SiO_2$ .

#### **Марганцевый тип стекол и шлаковидных частиц**

Данный тип представлен пористыми шлаками, сферулами и фрагментами стекловатых частиц. В отличие от (кальциево)-крем-

нистых стекол, они встречаются чаще и более выдержаны по составу, несмотря на нередко встречаемое сложное строение. По химизму их можно разделить на три группы.

*Шестая группа* установлена пока только в пирокластитах Большеколчимского карьера. Она зафиксирована в виде отдельного участка в шлаковидной матрице, относимой к седьмой группе. Характеризуется максимальными для данного типа содержаниями MnO и SiO<sub>2</sub> (табл. 2.36). По химическому составу близка к железомарганцевому оливину (кнебелиту).

*Седьмая группа* встречается практически на всех месторождениях и проявлениях пирокластитов. Она представлена обломками коричнево-черных шлаков, стекловатыми частицами, скорлупками и сферулами с матовой и «лакированной» поверхностью. Состав этих образований ближе всего к марганцевому шорломиту. Часто содержит скелетные кристаллы марганцевых армоколита, ильменита, хромшпинелида и округлые выделения самородного железа, иоцита и хромита. При растворении такого шлака с Илья-Вожского месторождения в азотной кислоте выявлены мелкие кубические кристаллы матового-голубого цвета со стекляннм блеском, являющиеся, возможно, периклазом.

*Восьмая группа* представлена в основном сферулами, реже шлаками, характеризующими наиболее высокими для подобных образований содержаниями FeO (34-77 мас. %) и TiO<sub>2</sub> (12-43 мас. %). Их состав близок к марганцевой ульвошпинели. Подобные сферулы встречаются как в изолированном виде, так и в виде включений в шлаковидных частицах седьмой группы.

В отличие от (кальциево)-кремнистых марганцевые стекла взаимосвязаны. Об этом же свидетельствует соотношение в них TiO<sub>2</sub> и SiO<sub>2</sub> (рис. 2.103). Поведение этих компонентов, а также FeO и MnO говорит о том, что шлаковидные частицы седьмой группы являлись исходной матрицей, из которой обособились стекла и сферулы шестой и восьмой групп, ильменит, армоколит и хромшпинелиды. Железотитанистые образования восьмой группы выступают при этом как промежуточное звено к вюстити. Образования, идентичные по составу стеклам седьмой группы, были встречены А.М. Зильберманом и И.А. Малаховым в трахибазальтах дворцового комплекса (Средний Урал) и названы шорломитами. Такие же стекла, сложенные оксидами Si, Ti, Fe, Mn и Ca, зафиксированы В.В. Жуковым в алмазонасной трубке Ахмеровской на Южном Урале. С такой же петрохимической специализацией, но более богатые кремнеземом и щелочами (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O – 5-22,5 мас. %) шлаковидные

Таблица 2.36

## Состав марганцевых стекол, шлаков и шариков 6-8 групп, мас. %

Группа	6		7													8				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20*
SiO <sub>2</sub>	47,68	45,23	4,34	25,67	18,32	7,16	21,95	24,06	14,37	21,1	17,44	19,6	11,12	16,35	6,42	3,65	3,8	12,55	11,47	11,43
TiO <sub>2</sub>	0,95	0,39	46,91	20,45	37,62	50,42	35,0	32,4	51,23	28,41	20,09	34,27	43,61	39,99	48,85	22,2	12,0	29,93	43,24	42,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,21	0,53	2,23	6,75	2,26	0,59	8,26	8,0	0	0	3,83	2,79	2,11	2,04	2,39	1,2	0,9	0	2,7	3,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0	0,7	0	0	0	0	0	0	1,1	0,78	0	0	0,52	0	0	0	0,45	0	0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36,86	0	23,38	27,67
FeO	4,11	7,72	16,77	14,39	9,37	17,04	5,68	10,99	9,9	16,07	21,33	13,28	19,91	11,93	23,1	62,63	40,13	35,79	11,02	6,03
MnO	45,45	45,18	13,06	10,99	13,76	14,93	19,54	13,8	9,55	21,69	27,26	11,05	11,35	14,84	6,98	4,06	2,92	12,83	7,63	7,92
MgO	0		3,73	9,85	0,69	4,66	7,06	8,48	2,72	1,72	1,46	2,64	2,51	2,25	2,16	1,11	1,2	1,22	0	0,33
CaO	0,45	0,66	10,3	11,33	17,46	4,38	0,51	0,76	8,08	6,73	0,73	11,73	8,43	6,84	9,48	4,87	2,05	4,8		0,24
Na <sub>2</sub> O	0,44		0,79						1,91	1,87	2,38	1,47		1,73			0	1,06		0,45
K <sub>2</sub> O	0,18		1,16	0,16	0	0,82	1,55	1,07	0	0	0,34	0,75		1,36		0,01	0	0	0,41	0,56
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				0,4	0,52	0	0,45	0,44												

\* 1-2 – стекло, Бол. Колчим (коллекция ПГГСП «Геокарта»); 3-4 –металлические шарики, Ефимовка (коллекция автора и ПГГСП «Геокарта»); 5-6 – черный шлак, Золотанка (коллекция автора и ПГГСП «Геокарта»); 7-8 – металлические шарики, Акчимский лог (коллекция автора и ПГГСП «Геокарта»); 9-10 – стекло (коллекция В.Р. Остроумова и В.В. Жукова); 11-12 – черный шлак, Чурочная (коллекция ПГГСП «Геокарта»); 13-15 – металлические шарики, Бол. Колчим (коллекция ПГГСП «Геокарта»); 16-металлический шарик, Золотанка (коллекция автора и ПГГСП «Геокарта»); 17-18 –металлические шарики, Волынка (коллекция В.Р. Остроумова, В.В. Жукова); 19-20 –шлак, Бол. Колчим (коллекция ПГГСП «Геокарта»).

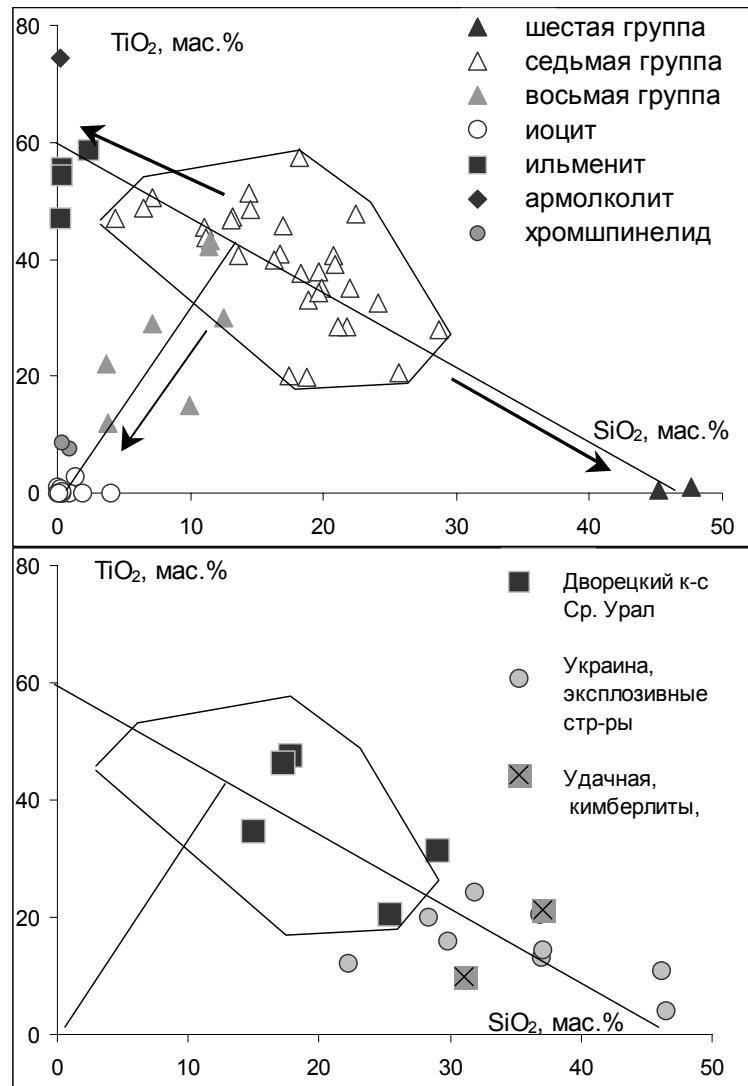


Рис. 2.103. Вариации  $TiO_2$ - $SiO_2$  в марганцевых шлаках и стеклах из пирокластитов Полюдово-Колчимского поднятия и других комплексов

частицы известны в взрывчатых структурах Украинского кристаллического шита [18] и кимберлитах Якутии [32]. Они также содержат включения вюстита, железа, марганецсодержащих армоколита и ильменита.

Таким образом, марганецсодержащие стекла являются характерными образованиями взрывчатых структур, сложенных кимберлитами, зювитами-тагамитами, трахибазальтами, алмазонасными пирокластитам на платформах и их активизированных окраинах. Возникновение подобных высокомарганцевых и высокотитанистых стекловатых частиц связывают с декомпрессией и вспениванием на гипабиссальных глубинах наиболее дифференцированных (и богатых Na, K, Mn) порций флюидонасыщенных магм [32]. Предлагаются и другие механизмы, например ликвация, происходящая под действием газов и, в частности водорода, активность которого существенно возрастает в условиях декомпрессии. Однако эти способы образования сразу вызывают серию новых вопросов, на которые пока нет ответа. Наиболее существенный из них связан с отсутствием в взрывчатых структурах самих материнских расплавов, близких по составу или могущих выступать в качестве ликвационного субстрата. Для проверки работоспособности этих моделей нужны данные об исходном и конечном продуктах, участвующих в процессе.

Представляется, что таким требованиям отвечают великолепные аналитические материалы, полученные В.А. Езерским при исследовании состава электрода и шлаковых остатков после его сжигания. Сама оболочка электрода состоит из смеси CaO и CaCO<sub>3</sub> с включениями частичек ферротитана, кварца и силицидов железа. Образованные после сварки продукты представлены двумя химическими типами закаленных стекол (шлаков). Первые характеризуются SiO<sub>2</sub>-CaO-MnO составом и содержат обогащенные FeO скелетные выделения (кристаллиты) на границе с железом. Вторые состоят преимущественно из оксидов Ca и Si и также обогащены на контакте с металлом ажурными кристаллами SiO<sub>2</sub>-CaO-FeO состава.

Пересчет составов на близкую кристаллохимическую формулу показывает, что скелетные кристаллы в первом случае представлены шпинелеподобной фазой (Ti<sub>0.05</sub>Si<sub>0.22</sub>Mn<sub>0.23</sub>Ca<sub>0.25</sub>Fe<sub>2.28</sub>O<sub>4</sub>), а во втором – сплавом, занимающим промежуточное положение между ортосиликатом и оксидом (Al<sub>0.38</sub>Ti<sub>0.5</sub>Na<sub>0.71</sub>Mn<sub>0.72</sub>Fe<sub>1.57</sub>Ca<sub>2.16</sub>Si<sub>1.98</sub>O<sub>12</sub>). Более любопытными являются результаты пересчета стекловатых масс. Оба типа стекол наиболее близки к формуле монтчеллита. Однако первый тип (Al<sub>0.11</sub>Ti<sub>0.14</sub>Fe<sub>0.3</sub>Mn<sub>0.54</sub>Ca<sub>0.78</sub>[Si<sub>1.12</sub>O<sub>4</sub>]) обогащен марганцем, а другой – кальцием (Al<sub>0.08</sub>Ti<sub>0.09</sub>Mn<sub>0.16</sub>Na<sub>0.17</sub>Fe<sub>0.23</sub>Ca<sub>1.35</sub>[Si<sub>0.91</sub>O<sub>4</sub>]) (рис. 2.104). Хотя



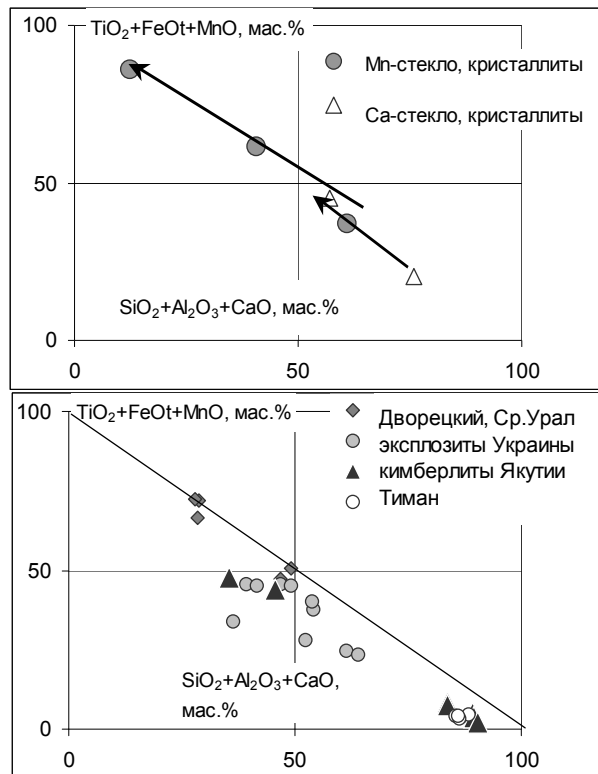


Рис. 2.104. Соотношение фермических и силикатных компонентов в сварочных шлаках и стеклах из различных вулканических и эксплозивных комплексов

в алмазосных пирокластитах Северного Урала не встречено фаз, отвечающих по составу шлаковым и кристаллическим продуктам сварки металлов, для них характерно такое же петрохимическое разделение компонентов: с кальциевой и марганцевой специализацией. Обособление этих компонентов как в природных, так и техногенных объектах, отражает сходство существовавших физико-химических условий.

Выявленные в месторождениях Полюдово-Колчимского поднятия минеральные образования (различные стекла, оксиды, металлы и их сплавы, карбиды) очень напоминают лунный грунт как по морфо-

логии, так и по составу. Вероятно, сходство шлаковидных частиц из алмазоносных пирокластитов Северного Урала с реголитом не случайно. Как известно, облик рыхлых образований, покрывающих лунную поверхность, сформировался в результате метеоритной бомбардировки. Земля тоже проходила эту стадию на раннем этапе своего развития. В течение последних лет обосновывается модель, согласно которой многочисленные столкновения с метеоритами привели к плавлению и гомогенизации планеты, частичному испарению вещества с последующей конденсацией и сепарацией исходного материала и формированием протогеосфер. Экспериментальная проверка данной модели [124] воздействием импульсного лазерного излучения на силикатную мишень показала следующее. В конденсате, удаленном от «кратера», концентрировались наиболее легкоплавкие Si, Na, Fe. В остаточных расплавах мишени (стекловидной матрице) накапливались тугоплавкие Al, Ca и легколетучий K. Минеральные производные взрыва характеризовались нульвалентными или низкоокисленными фазами, устойчивым дефицитом кислорода, наличием газовых смесей, неравновесных для обычных атмосферных условий, по составу аналогичных газам, содержащимся в ударных продуктах лунного вещества ( $O_2$ ,  $H_2$ ,  $CO_2$ , CO,  $SO_4$ ,  $H_2O$ , углеводороды,  $N_2$  и его соединения). Обедненность минеральных фаз кислородом авторы связывают с деструкцией кремне- и кремнеалюмокислородных матриц.

С позиции модели дифференциации вещества под действием (метеоритной) бомбардировки одна группа обогащена тугоплавкими, а другая – легкоплавкими компонентами. Применимо к ним и разделение на салические и фемические. Использование диаграммы в координатах  $(SiO_2+Al_2O_3+CaO) - (TiO_2+FeO+MnO)$  позволило показать в целом двумодальное разделение составов шлаковидных частиц Северного Урала.

Таким образом, экзотические частицы из алмазных месторождений Полюдово-Колчимского поднятия, вероятно, сформировались в результате воздействия ударной волны. При этом образовались более редкие салические стекла и широко распространенные фемические, представленные в основном шлаковидными частицами. Первые формировались среди окружающих пород, находятся в зависимости от их состава, отмечены в виде сферул и микропрожилков и могут рассматриваться как оставшийся на месте после взрыва остаточный тугоплавкий рестит (расплав). Вторые, представленные фрагментами пористых шлаков и сферул, являются продуктами конденсации легкоплавких компонентов, испарившихся при взрыве.

Возможно, именно избирательное испарение приводит к концентрации титана и особенно марганца в шлаковидных частицах, превышающей в десятки и сотни раз содержание этих элементов в окружающих породах или расплавах.

#### **Минеральные образования, связанные с марганцевыми стеклами**

Марганцевые шлаки не только являются средой кристаллизации разнообразных минеральных видов, но и частым спутником в пробах таких экзотичных образований, как муассанит, корунд, самородный ванадий и др.

**Мп-армалколит** зафиксирован электронным зондом в пористых наиболее распространенных шлаках Si-Ti-Fe-Mn-Ca состава в ассоциации с иоцитовыми шариками. Представлен лейстовидными кристаллами длиной до 0,2 мм. Отмечен в гидрослюдисто-карбонатных реакционных туфах, залегающих среди карбонатных пород (Золотанка).

Благодаря необычно высоким содержанием марганца отличается как от армалколитов лунных пород, так и от минералов лампроитов (рис. 2.105, табл. 2.37). Его аналоги известны только в эндогенных эксплозивных образованиях платформенных областей. Мп-армалколит отмечался в шлаковидных частицах из пород Западной взрывной структуры (Украина), эруптивных брекчиях Приазовья, кимберлитах трубки Удачная [18, 32]. От последних наш отличается несколько повышенной железистостью ( $f=0,47$  против  $0,1-0,45$ ).

**Мп-ильменит** выявлен под электронным зондом в материале из Большеколчимского карьера. Зафиксирован в основной массе шлаковидной частицы и на стенках полого «металловидного» шарика (седьмая группа), где слегал тонкопластинчатые выделения. Для ильменита из месторождений Полудово-Колчимского поднятия также как и для минералов из эндогенных платформенных структур (рис. 2.105) характерны низкое содержание гейкилитовой составляющей (до 20 мол. %) и изоморфизм  $Mn \leftrightarrow Fe$ . По сравнению с армалколитами имеет повышенную железистость ( $f=0,61-0,78$ ), что отражает его более позднюю кристаллизацию.

**Мп-хромшпинелид** отмечен В.В. Жуковым [50] в виде микронных изометричных включений в шлаковой частице Большеколчимского месторождения, отвечающей по составу седьмой группе. Характеризуется полным отсутствием магния и необычайно высоким содержанием марганца и титана (табл. 2.37). Пересчет на формульные единицы показывает следующую кристаллохимическую формулу:

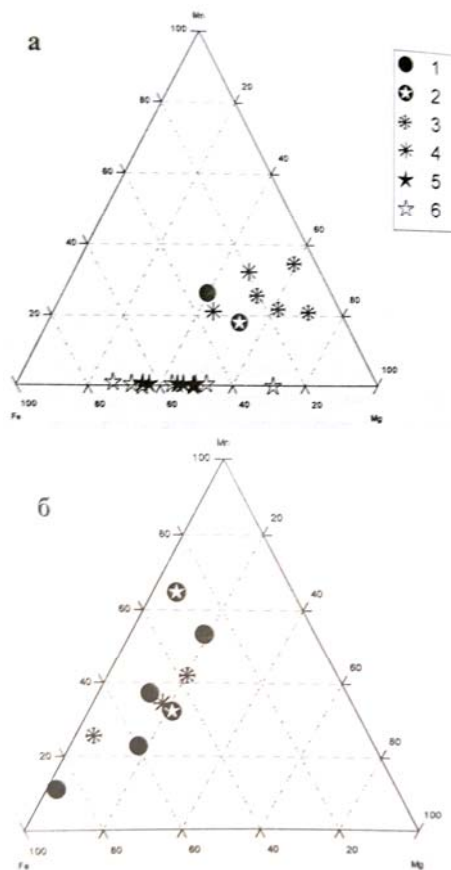
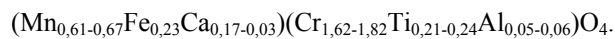


Рис. 2.105. Соотношение Fe-Mn-Mg в армоколитах (а) и ильменитах (б) из шлаковидных частиц пирокластитов Северного Урала: 1- Северного Урала, 2-трубки Удачная, 3-Западной эксплозивной структуры, 4-брекчий Приазовья, лампроитов, 6-лунных пород и грунта (по материалам Митчелла и др.,1991; Фрондела, 1978; Ваганова и др.,1985; Гаранина и др., 1985)



**Иоцит и самородное железо** являются весьма характерными минеральными фазами пирокластитов практически всех месторождений. Они встречаются как в шлаках седьмой группы, так и в виде сферул. Зональные агрегаты – железное ядро–иоцитовая кайма – зафиксированы В.В. Жуковым в материале с Волынского месторождения [50]. Чаше всего иоцит образует самостоятельные выделения: корочки, сферулы, нередко полые. Их поверхность может быть глянцевой, матовой или покрытой рисунком тонких дендритовых кристаллов.

Таблица 2.37

Состав марганцевых оксидов из шлаковидных частиц, мас. %

№	Армалколит	Ильменит				Хромшпинелид	
		P-18/1	1032-2	3019-3		1062-1a	1062-1a
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7*
SiO <sub>2</sub>	0,23	0,2	0,39	2,39	0,29	0,9	0,29
TiO <sub>2</sub>	74,38	46,91	55,56	58,7	54,4	7,6	8,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,81	0	0	1,52	0	1,3	1,18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0	0,67		0,44	57,73	63,79
FeO	9,92	45,78	13,18	24,05	23,44	7,5	7,29
MnO	7,46	5,78	24,57	8,96	17,14	21,57	19,25
MgO	6,37	0,6	4,79	3,78	3,36		
CaO	0,68	0	1,04	1,94	0,95	4,41	0,97
K <sub>2</sub> O	0,13	0,03	0	0	0	0	0

\* 1,2-Золотанка, Ефимовка (коллекция автора, аналитик В.Н. Ослоповских, УГГА), 3-7 – Бол. Колчим (коллекция ПГГСП «Геокарта», аналитик О.А. Яковлева, ВСЕГЕИ).



Рис. 2.106. Крупные иоцитовые сферулы с ударными вмятинами на одной из сторон, р. Илья-Вож (размер 4 мм, коллекция Б.В. Маслова)

Обычно размер шариков не превышает 0,2 мм. Однако бывают и исключения. Так, Б.В. Масловым в приустье р. Илья-Вож среди пироклститов встречены необычно крупные (2-4 мм) сферулы, на каждой из которых видны четкие вмятины, являющиеся следами от удара в пластичном состоянии (рис. 2.106). Максимальное содержание иоцитовых сферул (несколько сотен в пробе объемом 10 л) зафиксировано в тонкой ожелезненной трещине среди доломитов, подстилающих Крестовоздвиженскую золото-алмазную россыпь. Иоцит характеризуется довольно выдержанным составом практически во всех месторождениях (SiO<sub>2</sub> – 0-3.96; TiO<sub>2</sub> – 0-2.82; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0-9.93; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.08; FeO – 89-100; MnO – 0-0.59; MgO – 0-0.36; CaO – 0-0.91; Na<sub>2</sub>O – 0-0.49; K<sub>2</sub>O – 0-0.04; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0-0.12).

### Ванадиевый интерметаллид и карбид ванадия

Металлические шарики, содержащие ванадий, были впервые извлечены [172] из тяжелой фракции ксенотуфов Ефимовки и Ишковского карьера. Зафиксировано более десятка сферул диаметром от 0,05 до 0,2 мм серебристо-белого цвета с гладкой поверхностью. Они представляют минералогический интерес, поскольку самородный ванадий в природе не известен.

При изучении химического состава сферул выявились существенные вариации V (от 21 до 98 мас. %) и неоднородность строения (табл. 2.38).

Таблица 2.38

#### Химический состав ванадийсодержащих шариков, мас. %

	Ефимовка						Ишковский карьер			
	центр край		центр край		5	6	светл. темн.		центр край	
	1	2	3	4			7	8	9	10*
Mg	н.о.	н.о.	0	0,01	0,01	0	0,01	0,17	0,09	0,22
Si	н.о.	н.о.	6,39	5,21	7,08	10,9	0,14	0,07	0,09	5,68
P	н.о.	н.о.	0,02	0	0,20	0,28	0,02	0	0	0
Ti	н.о.	н.о.	2,68	0,05	0,01	0,03	0,06	0,49	4,1	0,08
V	67,9	98	73,7	32,05	51,22	55,99	38,45	93,35	89,77	21,12
Cr	н.о.	н.о.	3,84	4,82	3,8	4,01	5,51	3,69	4,6	12,78
Mn	18,2	0	6,29	20,86	14,8	3,89	2,08	0,81	0,5	6,84
Fe	2,6	0	7,08	37,0	22,87	24,9	53,74	1,41	0,84	53,26
Cu	11,3	0	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
sum	100	98	100,0	99,99	99,99	100	100,0	99,99	99,99	99,99
$Cu_g$	-	-	13,0	0	0,45	0,38	2,03	8,06	15,28	0
$C_g$	-	15-20	-	-	-	-	-	-	-	-

\* Анализы 1-2 выполнены во ВСЕГЕИ, Самебах (аналитик О.А. Яковлева), остальные в УГГГА (аналитик В.Н. Ослоповских). н.о.- содержание элемента не определялось.  $Cu_g$  – содержание элемента не определялось, но было вычислено по недостающей до 100% разнице.

По имеющимся данным выделяются несколько различных случаев внутреннего строения ванадийсодержащих шариков.

**Первый случай.** Сфера имеет зональное строение, а максимальная концентрация ванадия отмечается в центральной части. Кроме V в ядре накапливаются Ti, (Cu) (рис. 2.107). К краевой части тяготеют Cr, Mn, Fe. Содержание «центростремительных» и «центробежных» элементов находится в обратной зависимости (рис. 2.108). Пересчитанные на предельные «чистые» составы крайние члены этого сплава выглядят следующим образом:

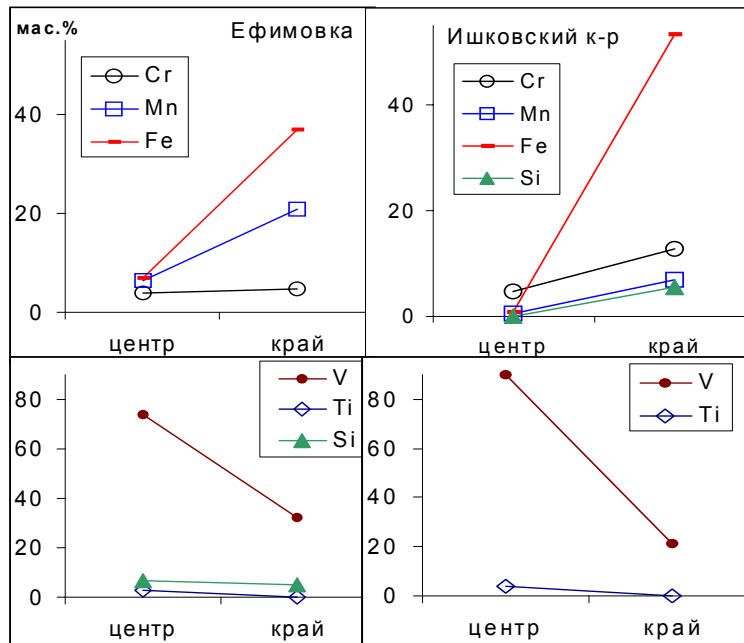


Рис. 2.107. Распределение элементов внутри ванадийсодержащих сферул из алмазных месторождений Полюдово–Колчимского поднятия

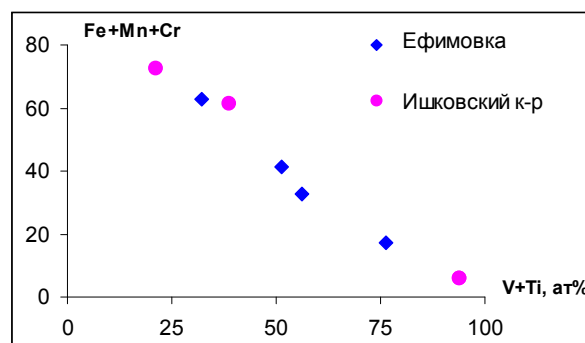


Рис. 2.108. Соотношение «ванадиевой» и «железистой» составляющих в сферах Полюдово–Колчимского поднятия

- ванадиевый  $V_{0,91-0,96}Cr_{0,04-0,05}Ti_{0,04-0,01}$   
(или  $V_{0,81-0,90}Cu_{0,06-0,11}Cr_{0,04-0,05}Ti_{0,04-0,01}$ );
- железистый  $Fe_{0,38-0,55}V_{0,24-0,41}Mn_{0,02-0,22}Cr_{0,05-0,14}$ .

Первый близок к чистому ванадию, второй – к феррованадию, легированному марганцем и хромом.

Накопление в ядре более легкого ( $V-5,96 \text{ г/см}^3$ ), а на поверхности тяжелого металла ( $Fe-7,87 \text{ г/см}^3$ ) может свидетельствовать о том, что в сферуле не проявилась гравитационная дифференциация расплавных фаз. Возможно, потому что они никогда и не были полностью расплавленными. В интервале температур от  $854^\circ\text{C}$  (t плавления Fe) до  $1900^\circ\text{C}$  (t плавления V) одна из фаз должна находиться в твердом состоянии. При этом будет происходить ее отжиг и очищение от легкоплавких примесей, диффундирующих в расплавленную кайму или даже за ее пределы. Подобные процессы возможны при преобразовании мелкого конденсированного (?) материала в высокотемпературной восстановительной газовой струе. Именно в таких условиях элементы с кларковыми содержаниями в результате рафинирования смогли бы образовывать собственные минеральные виды.

Аналогичные взаимоотношения между фазами наблюдаются при рестировании мантийных астенолитов, когда тугоплавкое дунит-гарцбургитовое ядро окружается более легкоплавкими расплавами основного состава.

**Второй случай.** Сферула имеет неоднородное строение, обусловленное наличием темных участков на фоне более светлой основной массы (анализы 7-8, табл. 2.38). Темные участки представлены почти чистым ванадием, а вмещающая их светлая масса - феррованадием. Взаимоотношение фаз, как и в первом случае, может объясняться выплавлением более легкоплавких металлов.

**Третий случай.** Сферула ванадийсодержащего сплава ( $V_{0,63}Cu_{0,19}Mn_{0,16}Fe_{0,02}$ ) с необычной каймой. В ней кроме ванадия предполагается углерод (15-20 мас. %). Возможное содержание углерода в кайме (43-56 ат. %) позволяет считать, что это соединение представлено карбидом ванадия с формулой VC. Искусственный аналог этого соединения относится к кубической сингонии. Из известных в настоящее время около десяти природных карбидов наиболее близким является кубический хамрабаевит ( $Ti,V,Fe$ )C. Если это действительно карбид и формула верна, минерал является разновидностью ванадиевого хамрабаевита.

Образование ванадийсодержащих твердых растворов в природных условиях отражает крайне восстановительные и высокотемпера-



турные (около 1900°C) условия, которые могли создаваться в газовой струе. Ее состав, судя по образованию карбида ванадия, был обогащен CO или CH<sub>4</sub>.

### **Муассанит и корунд**

Муассанит и корунд эпизодически встречаются в пирокластитах в виде редких изолированных зерен. Их максимальные количества характерны для пород, которые имеют высокое содержание шлаковидных частиц седьмой группы.

Муассанит представлен кристаллами и их фрагментами. Цвет чернильно-синий, голубовато-зеленый, бесцветный. Крупные кристаллы обычно иссиня-черные. Синие индивиды иногда содержат черные рудные включения неправильной формы, вероятно, самородного кремния. Поверхность граней нередко оплывшая, иногда на них отмечаются округлые углубления, вероятно, от газового пузырька, что может отражать кристаллизацию муассанита из карбидного расплава. Образование подобной фазы говорит о высокой активности восстановленных газов (CO, CH<sub>4</sub> и др.) или разложении CO<sub>2</sub> в результате эксплозивных процессов.

Корунд обычно представлен бесцветными полигональными зернами, которые, вероятно, происходят из глубинных пород. Кроме того, отмечаются окрашенные неправильные выделения и осколки с «оплывшей» поверхностью. Цвет их бледно-голубой, розовый, иногда с полутонами. Распределение окраски неравномерное с замутненными участками и неявной опалесценцией.

В одном из таких осколков, содержащем примесь титана (!), в краевой части зафиксировано призматическое включение, представленное Ti-корундом с обособлением по трещинам отдельности и периферии Zr-Ti фазы (рис. 2.109, табл. 2.38). Взаимоотношение данных образований может отражать ассимиляцию зерен осадочных минералов циркония и титана расплавом корундового состава. Вынос титана из включения, напоминающего по форме кристалл рутила, позволяет считать вмещающий его корунд, как и стекла Ca-Si- состава, тугоплавким реститом.

Нередко оплавленная поверхность зерен корунда и муассанита, округлые вмятины и присутствие высокотемпературных включений дают основание считать, что образование этих минералов связано с плавлением, вызванным ударно-эксплозивными процессами. Подобные фазы (корунд и муассанит) известны также по Дж. Фронделлу [149] в лунном реголите.

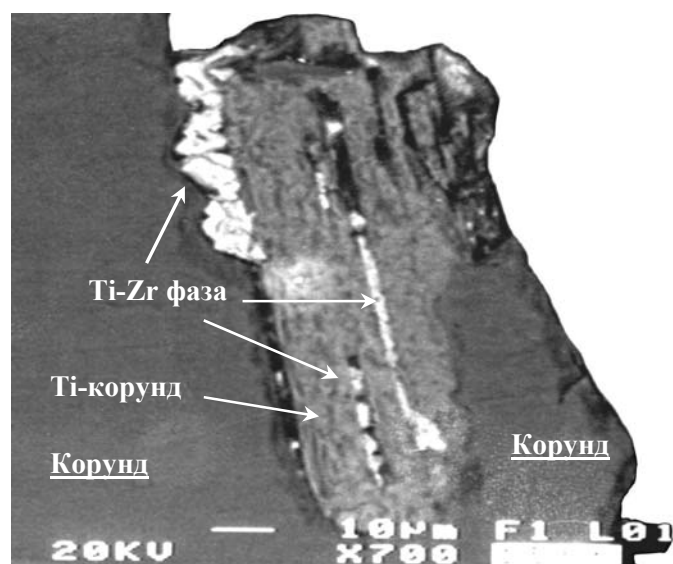


Рис. 2.109. Взаимоотношение зерна корунда и новообразованных Ti – и Ti-Zr –фаз

Таблица 2.39

**Состав корунда и новообразованных фаз из пирокластитов Северного Урала, мас. %**

	корунд	Ti-корунд		Zr-Ti –фаза*	
SiO <sub>2</sub>		1,22	1,33	0,95	
TiO <sub>2</sub>	1,44	10,74	10,70	79,09	99,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	99,49	81,86	78,31	-	-
CaO	-	7,16	5,59	2,19	-
MgO	-	-	2,32	-	-
ZrO <sub>2</sub>	-	-	-	16,15	0,97
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	1,45	0,32
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	1,43	-	-
Сумма	100,93	99,84	99,68	99,93	100,45

\* Анализы выполнены В.Н. Филипповым ИГ КНЦ УрО РАН (JSM-6400)

\* \* \*

Таким образом, в пирокластитах Северного Урала зафиксирована разнообразная гамма шлаковидных частиц, сферул и связанных с ними минералов, свидетельствующих об образовании в результате эксплозивных процессов. Незначительные объемы данных фаз может говорить о малых объемах вещества преобразованного, вероятно, только на фронте ударной волны. По происхождению они могут быть разделены на три группы:

- продукты прямого плавления или кристаллизации (цирконий содержащее стекло);
- производные расщепления на тугоплавкий рестит и легкоплавкий конденсат (Ti-корунд, стекла и шлаки);
- дифференциаты отжига в газовой струе (сплавы на основе ванадия).

Несмотря на закаленный характер шлаковых частиц и их пористость, которые отражают чрезвычайно быстрое застывание, в них происходит дифференциация и обособление оксидов в виде скелетных кристаллов. Довольно однородный состав сферул иоцита и процессы рафинирования, установленные в ванадиевых шариках, позволяют считать, что преобразование конденсированных металлических фаз продолжается в восстановительном (угарно-метановом) газовом потоке. Плавление рутила, циркона, ванадия свидетельствует о том, что на отдельных участках проявления ударной волны температура достигает аномальных (свыше 1800°C) значений.

## ПЕТРОЛОГИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ПИРОКЛАСТИТОВ И СТАДИЙНОСТЬ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Охарактеризованные типоморфные минералы, встреченные в пирокластитах, отражают их сложное формирование, обусловленное высокой флюидонасыщенностью вулканического материала, длительным преобразованием и совмещенностью различных минеральных парагенезисов. В туфах и ксенотуфах наряду с окатанными зернами из кластических толщ и ксеногенными – из альпинотипных гипербазитов и метаморфических комплексов уверенно выделяются минералы, связанные с алмазоносными пирокластитами. Они формировались в различные стадии – интрателлурическую, магматическую, эксплозивно-гидролизную и грязево-гидротермальную.

### ИНТРАТЕЛЛУРИЧЕСКАЯ СТАДИЯ

К интрателлурической стадии мы относим минералы, формирование которых происходило в мантийных условиях задолго до образования щелочно-ультраосновных расплавов, перенесших их к земной поверхности. Они довольно редки, часто изменены, но их набор характерен для всех алмазоносных провинций Мира. Их изучение позволяет судить о составе субстрата и протекающих в нем процессах.

Наиболее характерными глубинными минералами этой стадии являются включения в алмазах (табл. 3.1). В 1971 г. Н.В. Соболев и др. [139] установили в уральских камнях две ассоциации: ультраосновную и эклогитовую. О количественном соотношении этих парагенезисов можно судить по партии алмазов, представленной 112 кристаллами [28]. Из них 89 содержали включения эклогитовой природы, а 22 – ультраосновной, т. е. соотношение базитовых и перидотитовых алмазов, содержащих минералы-узники, составило 80:20. Вероятно, эти цифры не отражают реальной картины, поскольку эклогитовые минералы проявляют большую склонность к захватыванию и не только отдельными зернами, но и группами. Включения 2-3 минеральных видов в одном кристалле для них совсем не редкость. Иначе ведут себя представители ультраосновных пород, являющиеся типичными одиночками.

Совместная встречаемость минералов в алмазах, а также их типохимизм позволил диагностировать состав мантийных пород, в которых они формировались (табл. 3.2).

Таблица 3.1

**Минеральные включения в алмазах Урала**

№ п/п	Включения	Совместная встречаемость минералов-включений	Литературный источник
<i>Эклогитовый парагенезис</i>			
1	Пироп-альмандин	С омфацитом, сульфидами, рутилом, коэситом	Н.В. Соболев и др., 1971 Е.И. Шеманина, Л.С. Богомольная, 1980
2	Омфацит	Отмечен с пироп-альмандином	Н.В. Соболев и др., 1971
3	Диопсид		
4	Пирротин	В составе сложных сульфидных включений, а в пределах алмаза отмечены с гранатом, омфацитом, рутилом и коэситом	Э.С. Ефимова и др., 1983 Э.М. Галимов, Н.В. Соболев и др., 1989
5	Пентландит		
6	Халькопирит		
7	Рутил	С гранатом, омфацитом и сульфидами	Е.И. Шеманина, Л.С. Богомольная, 1980
8	Коэсит	Устойчивый парагенезис с гранатом и омфацитом	Э.М. Галимов, Н.В. Соболев и др., 1989
9	Кианит	С Са-Mg-гранатом	
10	Ильменит	Идиоморфные кристаллы	А.А. Кухаренко, 1955
11	Циркон	Обычно с другими видами циркона (до 20 и более включений)	
12	Ставролит (?)	В составе полиминерального включения состоящего из кианита, циркона, ставролита, коэсита	А.Б. Макеев и др., 2000
<i>Ультраосновной парагенезис</i>			
1	Оливин		А.А. Кухаренко, 1955 Е.И. Шеманина, Л.С. Богомольная, 1980
2	Хромшпинелид		
3	Энстатит		Н.В. Соболев и др., 1971
4	Пироп-кноррингит		Н.В. Соболев и др., 1971
5	Хромдиопсид		Е.И. Шеманина, Л.С. Богомольная, 1980

**Магнезиально-железистые биминеральные гранат-омфацитовые эклогиты**

По-видимому, они являлись субстратом, где кристаллизовались большая часть уральских алмазов. Об этом свидетельствуют наиболее

Таблица 3.2

**Мантийные породы, являющиеся источниками алмазов и других минералов в алмазных месторождениях Урала**

Породы	Разновидности	Индикаторные минералы
Магнезиально-железистые биминеральные гранатомфацитовые эклогиты	Высокотитанистые алмазоносные	Пироп-альмандин, омфациит, сульфиды, рутил, коэсит
	Ильменит-рутиловые $\pm$ алмазоносные	
Магнезиальные эклогиты	Ильменит-рутиловые $\pm$ алмазоносные	Пиропы
	Высокохромистые $\pm$ алмазоносные	
Глиноземистые эклогиты $\pm$ алмазоносные		Кианит, Са-Мг-гранат, коэсит, циркон, ставролит (?)
Лерцолиты $\pm$ алмазоносные		Хромовые пиропы, оливин, хромшпинелид
Дуниты и гарцбургиты $\pm$ алмазоносные		
Ильменитовые перидотиты $\pm$ алмазоносные		Пикроильменит
Пегматоидные перидотиты	Гранатовые желваки	
	Ильменит-гранатовые желваки	

часто встречаемые в виде включений характерные для них минералы: пироп-альмандин (73 %), омфациит (44 %), сульфиды (26 %), рутил и коэсит (по 6 %).

Составы сульфидов позволили показать, что выплавляемая Mg-Fe-эклогитовая магма по сравнению с эклогитами других алмазоносных провинций была значительно обогащена железом и серой. Возможно, наряду с обогащенностью космогенным гелием ( $^3\text{He}$ ) это является отражением древности и примитивности мантийного субстрата.

Гранаты, отмеченные в уральских алмазах, разделяются на две подгруппы: относительно богатая кальцием и железом (гр. ба) связана с высокотитанистыми алмазоносными эклогитами, а обогащенная магнием (гр. бб) происходит из ильменит-рутиловых  $\pm$ алмазоносных пород. Установленная двумодальность составов аналогична распределению включений в алмазах трубки Мир, для которых Г.П. Булановой и др. [17] и В.К. Гараниным с соавторами [31] показана последовательная кристаллизация, обусловленная подъемом в область меньших давлений и температур. Используя геотермометр Эллиса и Грина,

Э.М. Галимов и др. [28] вычислили температуру формирования уральских граната и омфацита (1330-1100°C). Ее снижение, кстати, сопро-воджалось облегчением изотопного состава углерода алмазов.

Рост магнезиальности гранатов отражает поступление в расплавленную фазу продуктов деплетирования все более и более истощающегося астенолита, претерпевающего воздымание. Обратный порядок кристаллизации минералов (железистые→магнезиальные) позволяет, вслед за Дж. Доусоном [43], отнести магнезиально-железистые эклогиты не к магматическим, а кумулятивным образованиям.

#### **Магнезиальные эклогиты**

Предполагаются по составу оранжевых гранатов (вторая группа), встреченных в ксенотуфах Ефимовки и Большешколчимского карьера. В виде включений в уральских алмазах они пока не известны, хотя в других провинциях эти породы часто алмазоносны. Вариации химизма данных гранатов позволяют предполагать, что их источником являлись ильменит-рутиловые и высокохромистые разности магнезиальных эклогитов, которые, вероятно, связаны с наиболее поздними выплавками (пикритового состава) предельно деплетированного субстрата.

#### **Глиноземистые эклогиты**

Глиноземистые эклогиты представлены чрезвычайно редкими включениями в алмазе кианита и ассоциирующего с ним Са-граната, уникального для Урала. По данным Э.М. Галимова и др. [28], он характеризуется низкой для эклогитовых пород железистостью (0,31), высоким содержанием Са-компоненты (40 мол. %) и необычным изотопным составом алмаза-хозяина ( $-13 \delta^{13}\text{C}$ ).

Аномальная облегченность углерода алмаза, содержащего включения кианита и Са-Mg-граната, позволяет считать его природу отличной от основной массы уральских кристаллов. Возможно, образование глиноземистого эклогита обусловлено погружением в мантию сиалических блоков основания континентальной коры, что характерно и для других провинций [43].

Вероятно, с близкими по составу породами связано установленное [92] в кристалле из Красновишерского района полиминеральное включение, состоящее из кианита, циркона, ставролита, (SiO<sub>2</sub>)-коэсита (?). Хотя кианит и коэсит были известны и ранее [28], а многочисленная вкрапленность циркона описана на Среднем Урале [82], находка ставролита весьма интригует. В частности, ставролит, который устойчив при довольно низких P-T-параметрах среды (2-8 кбар, 500-650°C), явно не равновесен алмазу. Такое противоречие, вероятно, объясняется

твердофазным превращением алюминиево-кремниевой захваченной фазы при отжиге алмаза в условиях коры.

#### **Лерцолиты, дуниты и гарцбургиты**

Предполагаются как по минералам-узникам в алмазах, так и по пиропам, встречаемым в ксенотуфах. Частота встречаемости минералов ультраосновного субстрата в виде включений следующая: оливин (68 %), хромшпинелид (22 %) и энстатит (9 %). Пока в виде единичных включений отмечены только хромдиопсид и кноррингитовый пироп.

Различие глубинных минералов в пирокластитах и алмазах, вероятно, может свидетельствовать о разнице во времени и месте их образования.

Возможно, наиболее *древней ультраосновной ассоциацией* являлись реститовые пироп, хромшпинелид, оливин и энстатит, заключенные в алмазах. Об их необычной глубинности может свидетельствовать предельное для уральских гранатов содержание кноррингитовой составляющей, отвечающей давлению более 5 ГПа (> 150 км). Логично предположить, что данная ультраосновная ассоциация является синхронной и комплементарной пироп-альмандинам и омфацитам из древних железисто-магнезиальных эклогитов.

Хромшпинелиды, установленные в алмазах (3 анализа), довольно близки по составу, что может отражать их формирование в относительно однородном субстрате, который по соотношению  $TiO_2$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $FeO$  и  $MgO$  в оксидных минералах занимал (по глубине или истощенности) промежуточное положение между источниками алмазов трубок Удачная (Мир) и Айхал. Последняя по набору ксенолитов считается наиболее глубокой. Оливины из алмазов характеризуются низкой железистостью (6,8-7,1), типичной для безильменитовых перидотитов.

Представителями наиболее *молодой ультраосновной ассоциации* (лерцолит-гарцбургит-дунитовой) являлись хромистые пиропы, встречаемые в самих пирокластитах. Значительный размах содержания  $Cr_2O_3$  и  $CaO$  в гранатах из ксенотуфов позволяет говорить о том, что деплетированию был подвержен значительный по вертикали участок мантии (или астенолит), претерпевающий длительный подъем и истощение. По амплитуде он почти полностью перекрывал области, питающие алмазами трубки Мир и Айхал. Несмотря на то, что около 20 % пиропов соответствуют истощенным дунит-гарцбургитам, гранаты подобного состава в алмазах пока не встречены.

Время подъема мантийного астенолита может быть оценено по самарий-ниодимовому датированию, выполненному В.А. Езерским. Четыре анализа с малым значением СКВО (0,57) легли на изохрону,



наклон которой отвечает возрасту  $740 \pm 60$  млн лет. Величина  $\varepsilon_{Nd} = -7,9$  может указывать на коровую природу неодима в пиробазах, что выглядит парадоксально на фоне их ультраосновного парагенезиса.

#### **Ильменитовые гипербазиты**

Они восстанавливаются по составам пикроильменитов, обнаруженных в пирокластитах. Согласно химизму их можно разделить на две группы. Первые (1-я группа) богаты магнием, хромом, бедны  $Fe_2O_3$  и аналогичны оксидам из алмазоносных перидотитов. Вторые (2-я и 3-я группа) отвечают богатому гематитовой составляющей ферримагнитному гемоильмениту из мономинеральных и ильменитгранатовых желваков (мегагранатов). Крупные размеры титановых минералов обычно связывается с пегматоидными ильменитовыми гипербазитами. Отсутствие в настоящее время находок ильменита в уральских алмазах дает основание считать их более молодыми.

\* \* \*

Набор пород, их фациальная характеристика и относительный возраст позволяют предполагать следующую последовательность процессов в мантии и основании континентальной коры.

Наиболее ранними из известных в настоящее время являлись включения минералов магниезельезистых эклогитов и дунитгарцбургитов, формирование которых связывается с подъемом мантийного плюма в еще относительно однородном древнем субстрате изотопно-примитивного состава. Кристаллизация алмазов началась на глубинах более 150 км.

Конвективный подъем части разуплотненного мантийного вещества к основанию коры вызвал базификацию отдельных блоков и их погружение в области, благоприятные для роста кубического углерода. При высоких давлениях сиалический субстрат в виде относительно не переработанных участков был преобразован в глиноземистые эклогиты, реликты которых представлены в алмазах кианитом и Са-гранатом. Контаминация коровым материалом логично объясняет облегчение изотопного состава углерода.

После какого-то перерыва обогащенный сиалической компонентой мантийный субстрат вновь вовлекается в восходящие движения и соответственно, попадая в область пониженных давлений, разогревается и начинает деплетироваться. Вероятно, с этими процессами связано формирование ильменитовых и безильменитовых перидотитов, магниезельезистых эклогитов, которые фиксируются в пирокластитах в виде пиробазов 1-й и 2-й групп, пикроильменитов 1-3-й групп. Обогащенность мантии глиноземистой составляющей сказывается на величине  $\varepsilon_{Nd}$ , отвечающей коровым обстановкам.

Судя по наличию низко-барических включений в алмазах (ставролит), мантийное вещество, несущее алмазы, внедрилось в кору, где за счет разности температур претерпело отжиг.

Таким образом, алмазы и глубинные минералы свидетельствуют о сложности мантийных процессов, происходивших под Уральской алмазоносной провинцией, которые обусловили совмещение разновременных алмазоносных парагенезисов, смещение фемического и сиалического материалов. Причиной этого являлись конвективные движения, сопровождающие подъем разуплотненных мантийных масс.

## МАГМАТИЧЕСКАЯ СТАДИЯ

К настоящему времени промышленные месторождения ювелирных алмазов известны только в связи с двумя типами магм – кимберлитовой и лампроитовой.

На Полюдово-Колчимском поднятии пока не выявлены алмазоносные тела, сложенные собственно магматическими породами. Обычно это измененные пирокластические образования, далеко не всегда сохраняющие туфовые структуры и содержащие обломки магматитов (трахитов, лейцититов, гранитов, базитов) лишь в виде реликтов.

Для характеристики магматической стадии и выяснения состава исходного расплава нами использовались минералогические, петрохимические и геохимические признаки.

### **Минералогические индикаторы**

Минералы, которые можно отнести к собственно магматическим (связанным с кристаллизацией из лампроитового или кимберлитового расплава), пока немногочисленны. И хотя они отражают особенности химизма среды, восстановление первичного валового минерального состава пока не возможно.

### ***Лейцит***

В образце 107-3б с Ефимовки (СОФ-1) сотрудниками ИГЕМ под руководством В.А. Кононовой обнаружена псевдоморфоза восьмиугольного сечения, напоминающая по форме лейцит. Выполненный микроанализ показал относительную близость «псевдолейцита» к теоретическому составу (табл. 3.3). Вторичная фаза, по сравнению с лейцитом, несколько обогащена  $Al_2O_3$  и обеднена  $K_2O$ , что связано с постмагматическими изменениями.

Таблица 3.3

Окислы	«Псевдолейцит»	Варианты пересчета кристаллохимической формулы
SiO <sub>2</sub>	55,64	Лейцит, теоретическая формула – K[AlSi <sub>2</sub> O <sub>7</sub> ]
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,51	реальная – (K <sub>0,33</sub> Na <sub>0,05</sub> )[Mg <sub>0,08</sub> Al <sub>1,34</sub> Si <sub>2,07</sub> O <sub>7</sub> ]
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,54	Калисилит, теоретическая формула – K[AlSiO <sub>4</sub> ]
FeO	0,72	реальная – (K <sub>0,44</sub> Na <sub>0,06</sub> )[Mg <sub>0,06</sub> Al <sub>1,00</sub> Si <sub>1,55</sub> O <sub>4</sub> ]
MgO	1,48	Ортоклаз, теоретическая формула – K[AlSi <sub>2</sub> O <sub>8</sub> ]
Na <sub>2</sub> O	0,84	реальная – (K <sub>0,54</sub> Na <sub>0,08</sub> )[Cr <sub>0,01</sub> Fe <sub>0,01</sub> Mg <sub>0,10</sub> Al <sub>1,67</sub> Si <sub>2,59</sub> O <sub>8</sub> ]
K <sub>2</sub> O	9,14	Слюда, теоретическая формула – KAl <sub>2</sub> [AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> ]
Сумма	98,87	реальная – (K <sub>0,76</sub> Na <sub>0,11</sub> )(Cr <sub>0,01</sub> Fe <sub>0,02</sub> Mg <sub>0,14</sub> Al <sub>1,96</sub> )[Al <sub>0,38</sub> Si <sub>2,59</sub> O <sub>10</sub> ]

Поскольку псевдолейцит представляет собой закономерные сращения ортоклаза и нефелина и может замещаться калисилитом и поздним серицитом, полученный результат химического анализа пересчитывался на различные минеральные фазы. Близость теоретических и нормативных формул, а также присутствие магния позволяют считать, что наиболее вероятным вторичным минералом является слюда – фенгит. При сравнении соотношения Al и Si в изученном образце (1:1,55) и калисилите (1:1), ортоклазе (1:3), лейците (1:2), последний выделяется как наиболее подходящий исходный субстрат (первичный минерал), по которому развивался фенгит.

Лейцит характерен как для лампроитов (флогопитовых и мадупитовых), так и лейцититов, не связанных с алмазоносным магматизмом. Его состав не может быть использован для более точной диагностики исходной породы, однако само появление лейцита отражает щелочность расплавов и их калиевую специализацию.

#### **Оксиды титана**

К собственно магматическим минералам, известным как микрокристаллы из основной массы можно отнести пикроильмениты четвертой группы. Их составы образуют почти непрерывный тренд между ильменитом и пикроильменитом с высоким содержанием гематитовой составляющей из мегакрстов гемоильменита.

Наличие зональных индивидов с обедненной магнием каймой (они зафиксированы Г.В. Жуковым на Вольнском месторождении и В.А. Езерским на Ефимовке) позволяет предполагать попадание ксеногенных пикроильменитов в лампроитовую магму. Скорее всего, связывание магния кристаллизующимися порфиroidными выделениями оливина и флогопита приводит к падению его содержания в расплаве и выносу из краевых частей ксеногенных пикроильменитов. Низкое со-

держание нормативной гематитовой фазы отражает восстановительный характер флюидов.

Вероятно, с магмой лампроитового состава связаны и идиоморфные ильмениты с высокой пирофанитовой (5-13 мол.%  $MnTiO_3$ ) составляющей, весьма характерные, по [190], для основной массы этих пород.

Кроме ильменитовых кайм на одном зерне пикроильменита зафиксирована оболочка, отвечающая по составу ферропсевдобрукиту с формулой

$(Fe^{2+}_{0,84-0,69}Fe^{3+}_{0,16-0}Mg_{0-0,04}Ca_{0,01-0})(Ti_{1,87-1,85}Cr_{0,12-0,27}Al_{0-0,06}Si_{0-0,05})_{2,00}O_5$ , в которой отмечено необычное по составу зерно рутила ( $TiO_2$ –91,24;  $SiO_2$ –0,39;  $Al_2O_3$ –0,33;  $Cr_2O_3$ –5,64;  $FeO$ –1,58 мас.%). Вхождение в кристаллическую решетку рутила существенных примесей Cr, Fe, Si и Al отражает высокие температуры кристаллизации (около 1000°C), при которых этот оксид характеризуется большой изоморфной емкостью [122]. Низкое содержание в псевдобруките карруитовой составляющей ( $MgTi_2O_5$  – 0-2,06 мол. %) не позволяет сопоставлять данный минерал с армоколитами алмазоносных лампроитов, лейцититов и лунных базальтов. Однако псевдобрукиты отмечаются в неалмазоносных орендитовых лампроитах Испании [10].

Таким образом, пирофанитовые ильмениты, вторичные каймы на пикроильменитах, в том числе ферропсевдобрукитовые с хромистым рутилом позволяют связать их образование с реакцией между ксенокристами и низкомагнезильной магмой, вероятно, лампроитового (испанского) типа.

#### **Химические индикаторы магматической стадии**

Для выяснения исходного состава пирокластитов использовались как опубликованные [87], так и неопубликованные анализы В.Р. Остроумова и ПГГСП «Геокарта» (табл. 3.4).

#### **Петрогенные окислы**

Химический состав уральских пирокластитов и, в частности, обедненность мафическими компонентами и обогащенность сиалическими, не позволяют прямо сопоставлять их с известными алмазоносными кимберлитами и лампроитами. Для качественной характеристики распределения петрогенных оксидов в вулканических образованиях, составы пород нормировались к среднему содержанию окислов в кимберлитах (Далдынское поле, Якутия [116]).

На графиках различных эталонных объектов видны постепенные изменения химического состава – от якутских образований к зим-

Таблица 3.4

**Средний химический состав алмазоносных пирокластитов ПКП**

Мас. %		Г/т					
SiO <sub>2</sub>	64,28	Ba	1408	Sc	17	La	66,14
TiO <sub>2</sub>	0,77	Rb	135	Cu	132	Ce	117,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,04	Sr	47	Zn	90	Nd	55,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,07	Zr	350	Co	27	Sm	9,93
FeO	2,33	Y	32	Ni	30	Eu	2,31
MnO	0,08	U	3,8	Cr	56	Tb	1,42
MgO	2,21	Pb	17	Sb	0,8	Yb	4,00
CaO	0,47	Th	15,4	As	6	Lu	0,59
Na <sub>2</sub> O	0,51	Cs	5,3	Средние составы рассчитаны по материалам Л.И. Лукьяновой и др., 2000; В.Р. Остроумова; ПГГСП «Геокарта»			
K <sub>2</sub> O	4,75	Hf	8				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	Ta	1,5				
ппп	5,01	Nb	12				

небережным и далее к австралийским и испанским лампроитам (рис. 3.1). «Исходная» кимберлитовая кривая начинает наклоняться в левую сторону при переходе к зимнебережным и австралийским породам. Затем она приобретает вид ломаной линии (для испанских магматитов). Это происходит за счет «выноса» Na и особенно мафических Mg Ca, а также «накопления» сиалических элементов: Si, Al, Ti, P и K. Испанские лампроиты по сравнению с австралийскими существенно обогащены Na, K, Al и обеднены Ti. Минералогически эта «эволюция» проявляется в смене серпентинит-кальцитового цемента якутских кимберлитов монтмориллонит-сапонитовым архангельских вулканиитов. Оливин-флогопит-лейцитовая ассоциация австралийских лампроитов сменяется флогопит-щелочнополевошпатовой – в испанских породах.

Графики нормированных составов среднетиманских (Умбинское поле [100]) и среднеуральских (г. Благодать (материалы А.М. Зильбермана)) пород конформны с кривыми кимберлитов Зимнего Берега. Однако они несколько обеднены Na, Ca, Mg и обогащены Al по сравнению с ними, что дает основание говорить о некотором сходстве урало-тимаанских образований с австралийскими лампроитами.

Характер распределения оксидов в алмазоносных пирокластитах Полудово-Колчимского поднятия наиболее близок лампроитам Испании, отличаясь лишь меньшим содержанием Ca, Mg и P (рис. 3.2). Аналогичные кривые характерны для лампроитоподобных пород Среднего Тимана (Сидоровская диатрема [96]) и алмазоносных «филлитов» Бразилии. Все эти образования, особенно бразильские, отлича-

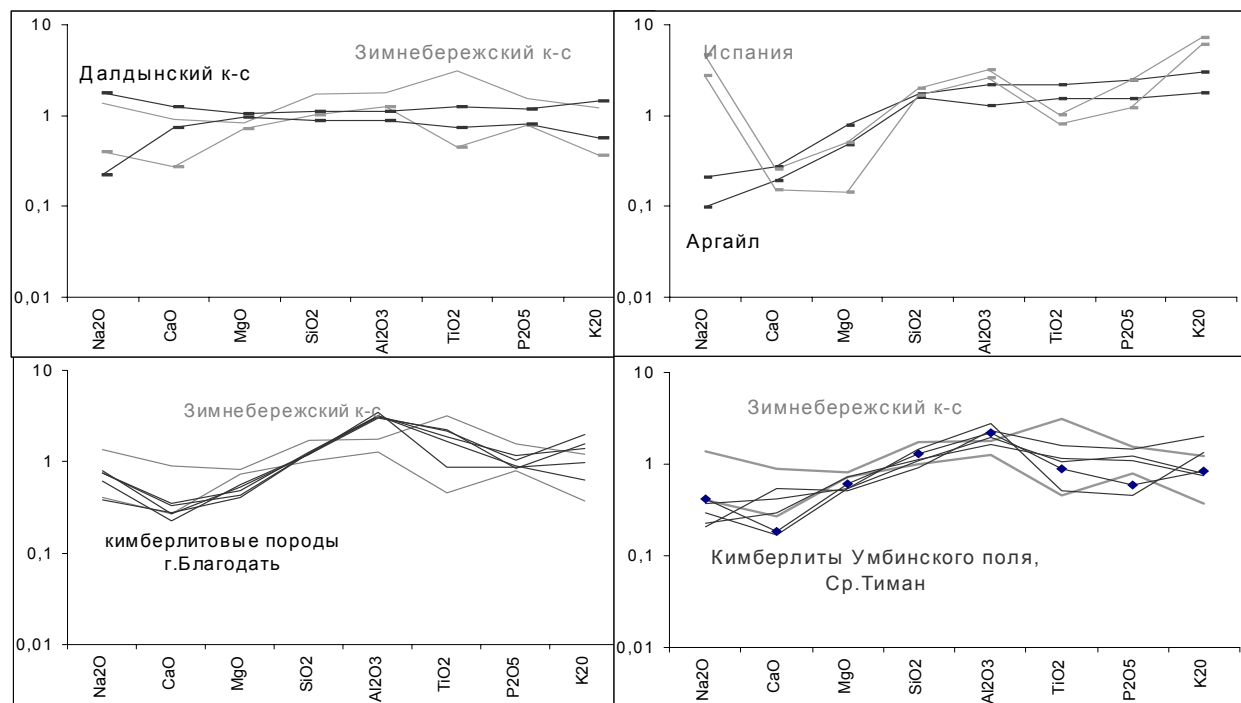


Рис. 3.1. Эталонные спектры петрогенных оксидов в кимберлитах и лампроитах, нормированные к среднему содержанию в кимберлитах Далдынского поля, Якутия (построено по материалам Орлова и др., 1991; Митчелла и др., 1991, Зильбермана и др.; Малькова, Холоповой, 1995)

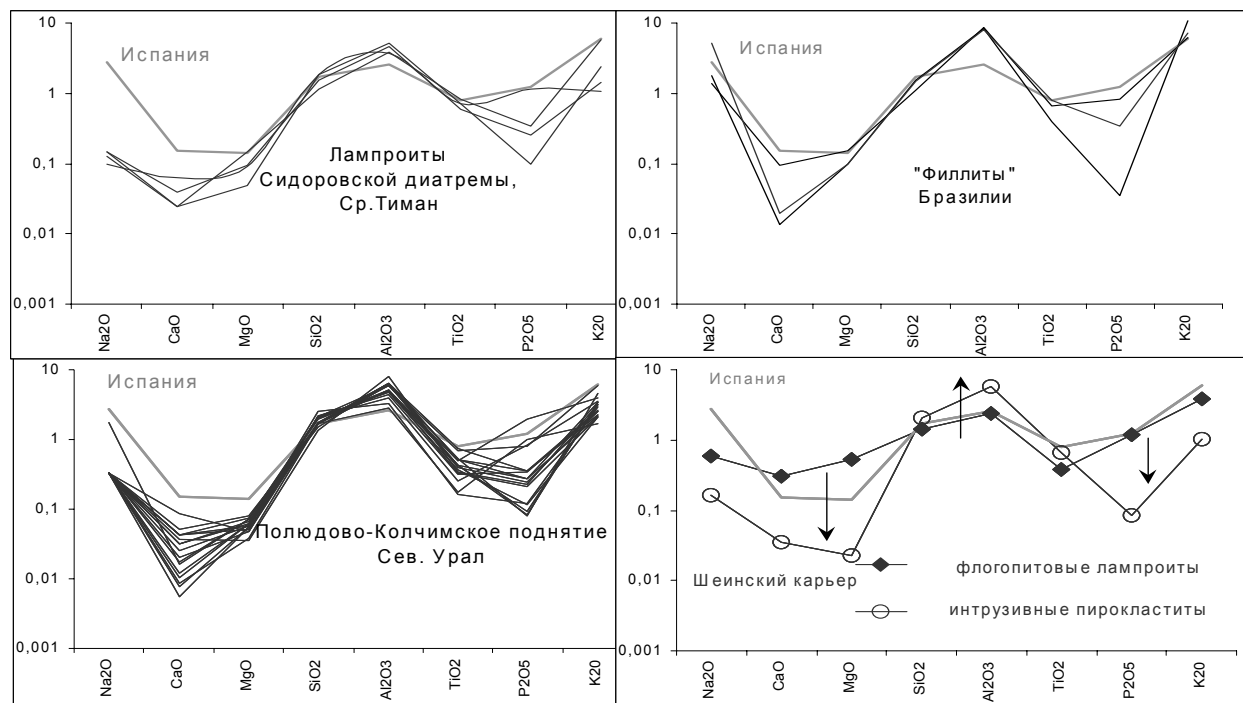


Рис. 3.2. Спектры петрогенных оксидов в породах, родственных лампроитам испанского типа, нормированные к составам кимберлитов Далдынского поля, Якутия (построено по материалам Макеева и др., 1999; Лукьяновой и др., 2000; ПГГСП «Геокарта»)

ются от испанских лампроитов (орендитов провинции Мурсия) несколько большей глиноземистостью.

Ключом к объяснению Ca-, Mg- и P-минимумов может служить сопоставление магматической и пирокластической разностей лампрофировой магмы, проявившейся на Южном Урале (Шеинский карьер). О генетическом единстве этих пород свидетельствуют одинаковые ильмениты, хромшпинелиды, рутилы, уваровиты и др. Графики нормированных химических составов лампрофиров Шеинского карьера конформны ломаной линии лампроитов Испании. Кроме того, на них (рис. 3.2) видно существенное обеднение пирокластических разностей по сравнению с магматическими магнием, кальцием, фосфором и их обогащение кремнием и алюминием.

Кривая распределения, фиксируемая в вулканитах Северного и Южного Урала, Среднего Тимана и Бразилии, вероятно, является «пирокластической» разновидностью менее контрастного спектра высокоглиноземистых низкотитанистых лампроитов Испании. Таким образом, на Западном Урале и Тимане могут быть выделены две группы пород:

- кимберлитоподобные (Умбинские, Благодатские), занимающие промежуточное положение между зимнебережскими кимберлитами и австралийскими лампроитами;
- лампроитовые образования (Полудово-Колчимское поднятие, трубка Сидоровская, Шеинский карьер), близкие орендитам Испании (и «филлитам» Бразилии).

И кимберлитовые, и лампроитовые вулканиты Урала и Тимана характеризуются повышенной глиноземистостью и близкой направленностью дифференциации (рис. 3.3), что, вероятно, отражает схожий состав мантийного субстрата как для одних, так и для других расплавов. Однако, несмотря на однонаправленность трендов изменения содержания оксидов от магматитов к пирокластитам (Шеинский карьер), от хлоритовых туфов к гидрослюдистым (Полудово-Колчимское поднятие), просматриваемых и в других породах Урала, Тимана и Бразилии, эти вулканические образования все же различны. По обогащенности алюминием комплексы, близкие лампроитам, могут быть ранжированы в следующей последовательности: Сидоровские и Шеинские лампрофиры → алмазоносные пирокластиты Северного Урала → алмазоносные «филлиты» Бразилии. Для кимберлитовых вулканитов содержание  $Al_2O_3$  увеличивается от Умбинских пород (Ср. Тиман) к Благодатским (Ср. Урал). Любопытно, что с ростом глиноземистости от



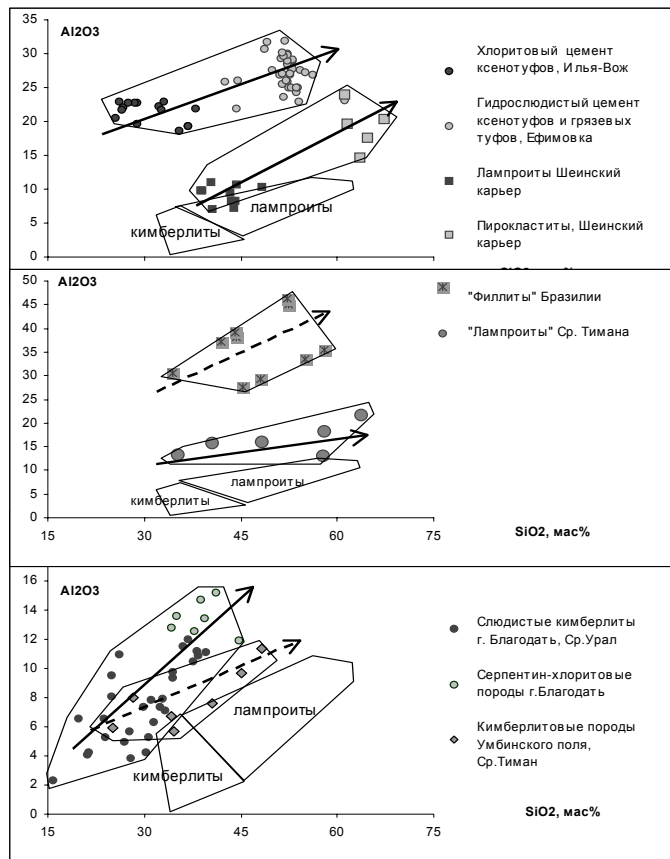


Рис. 3.3. Поведение  $SiO_2-Al_2O_3$  в пирокластитах Урала и других регионов, родственных лампроитам и кимберлитам (построено по материалам ПГГСП «Геокарта»; Лукьяновой и др., 2000; Малькова и др., 1985; Макеева и др., 1999; Зильбермана и др.)

одного комплекса к другому возрастает и перспективность в отношении алмазности. Так, среди кимберлитовых комплексов находки алмазов известны в вулкане г. Благодать. В предполагаемых производных лампроитовой серии кристаллы установлены в пирокластитах Урала и Бразилии. Первые интересны в промышленном отношении после их элювиально-алювиального преобразования, а вторые сами являлись объектом эксплуатации.

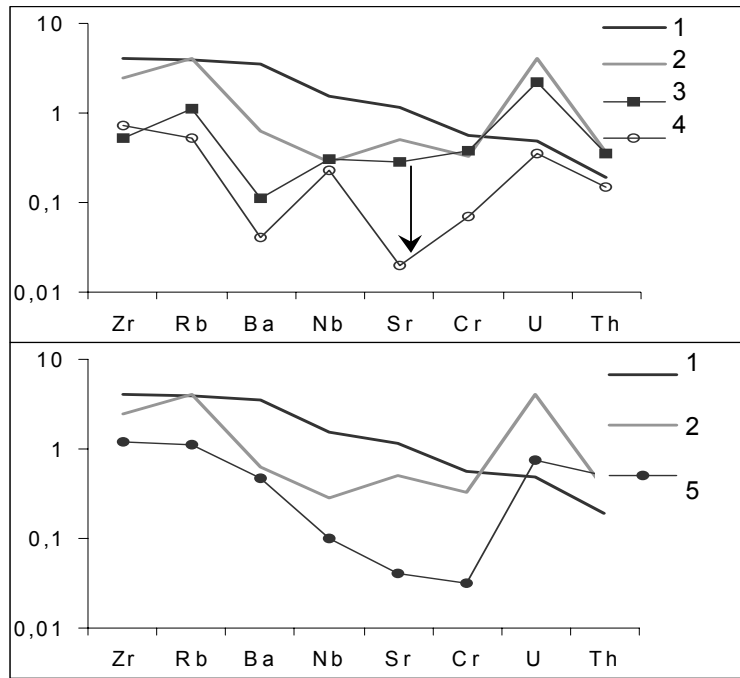


Рис. 3.4. Кривые распределения малых элементов в породах нормированные к среднему содержанию в слюдистых кимберлитах (построено по материалам Митчелла, Бергмана, 1991; Лукьяновой и др., 2000): 1 - оливковые лампроиты Австралии, 2 - флогопитовые лампроиты Испании, 3 - флогопитовые лампроиты Шеинского карьера; 4 - пирокластиты Шеинского карьера; 5 - пирокластиты Полудово-Колчимского поднятия

#### «Малые» элементы

Нормирование содержаний в различных лампроитовых породах к таковым в слюдистых кимберлитах позволило их графически сравнить между собой. Лампрофиры Шеинского карьера по характеру распределения близкий к флогопитовым лампроитам Испании (рис. 3.4). Пирокластические же разности, несмотря на относительную конформность, оказались существенно обеднены практически всеми элементами по сравнению с магматическими. Такой же «истощенный» спектр малых элементов демонстрируют алмазоносные пирокластиты Полудово-Колчимского поднятия.

Следовательно, можно предполагать, что по характеру распределения как петрогенных оксидов, так и некогерентных элементов, породы Шеинского карьера и Северного Урала сродни лампроитам Испании. Пирокластические же аналоги по сравнению с исходными расплавами существенно обеднены Zr, Rb, Ba, Nb, Sr, Cr, U и Th, что может отражать их вынос в процессе взаимодействия вулканического пепла с магматическими газами.

#### *Редкоземельные элементы*

Относительная инертность лантаноидов позволяет использовать характер их распределения для восстановления генетической природы алмазоносных пирокластитов. Были отобраны анализы с наибольшей суммой TR, как наименее насыщенные ксеногенным материалом. Кривые распределения TR в породах алмазных месторождений сравнивались, с одной стороны, с кимберлитами и лампроитами, а с другой стороны - с осадочными образованиями платформ и геосинклиналей (глинами) (рис. 3.5).

Анализ редкоземельных спектров позволил отметить следующее. Алмазоносные породы различных месторождений Полудово-Колчимского поднятия характеризуются одинаковым наклоном и близким диапазоном содержаний TR. Они занимают промежуточное положение между магматитами (лампроитами, кимберлитами) и глинами, хотя более близки к последним. Практически во всех пробах с месторождений Полудово-Колчимского поднятия в отличие от лампроитовых пород Шеинского карьера отмечается европейский минимум (от еле заметного до различимого), отражающий наличие в пирокластическом материале коровой составляющей.

Присутствию «коровой компоненты» в алмазоносных пирокластитах можно дать два объяснения. Во-первых, это «механическая» контаминация дезинтегрируемым материалом вмещающих пород с образованием ксенотуфов. О проявлении подобных процессов может свидетельствовать некоторое колебание (по вертикали) содержания редких земель (и других петрогенных компонентов) в пробах отобранных из одного и того же месторождения. Во-вторых, «глубинная» контаминация мантии погружающимися в процессе субдукции блоками сиалической коры.

Плавление гранитогнейсового основания логично объясняет обогащенность исходной магмы кремнеземом и глиноземом, а также обедненность кальцием, магнием, фосфором и титаном. Подобные геохимические черты наиболее характерны для одного из трех типов лампроитов, выделенных О.А. Богатиковым с коллегами [10], - низкотитанистого. К нему относятся калиевые вулканы Средиземномор-

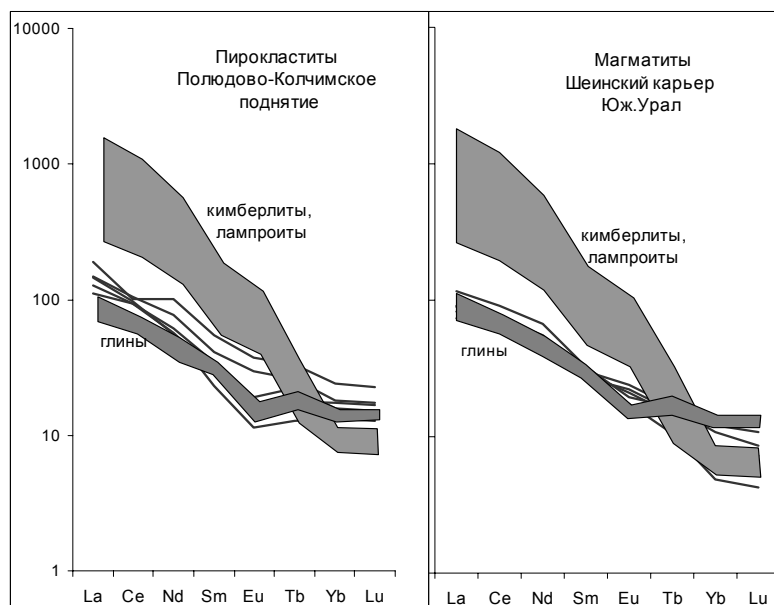


Рис. 3.5. Характер распределения редких земель в пирокластитах Северного Урала и лампрофирах Шейнского карьера (нормировано к содержанию в хондритах, построено по материалам Лукьяновой и др., 2000).

ской провинции, Средней Азии и Алдана, формирующиеся в обстановке коллизионного режима.

Частичное плавление корового субстрата хорошо объясняет широкое развитие на алмазных месторождениях неокатанных метаморфических минералов: кианита, альмандина, спессартина, ставролита, андалузита, биотита и др. Эти же минералы, а также ксенолиты слюдистых сланцев и гранитов, характерны для лампроитов Испании, как и европейский минимум [190].

\* \* \*

Пирокластиты Полудово-Колчимского поднятия сформировались за счет преобразования обедненной магнием и титаном магмы сопоставимой с лампроитовой испанского типа, которая формируется в коллизионных областях за счет контаминации сиалическим материалом. Об этом свидетельствуют высокая глиноземистость пород, наличие европейского минимума, метаморфических минералов, ильменито-

вых и ферропсевдобрукитовых кайм на зернах пикроильменита. Присутствие лейцита в качестве порфирировых выделений далеко не всегда отражает перенасыщенность щелочами (коэф. агпаитности  $> 1$ ), однако наличие фельдшпатоидов говорит о принадлежности магматитов к породам основной или средней группы.

Вынос большинства петрогенных оксидов и «малых» элементов ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Rb, Ba, Sr, Nb, Cr, U, Th) и накопление  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  при переходе от магматитов к пирокластитам свидетельствуют о значительном выщелачивании пепловой взвеси растворами кислого состава. Заметное обеднение туфового материала кальцием отражает высокую активность уголекислоты в составе флюидной фазы.

Вероятно, в магматическую стадию происходило и формирование додекаэдридного облика алмаза. Медленное течение по каналам трещинного (дайкового) типа, обусловленное обстановками сжатия, и диффузия углерода за пределы расплава могли вызвать растворение кристаллов и образование индивидов уплощенной, удлиненной и переходной форм.

Таким образом, магма, вынесшая к поверхности алмазы, наиболее близка к лампроитам испанского типа и сформировалась в обстановке сжатия, что обусловило смешение мантийного материала коровым, медленный подъем и существенное преобразование расплава. В эту стадию алмазы претерпевают растворение, т. е. их содержание в целом уменьшается, а затем концентрация вновь возрастает в результате выноса большинства петрогенных оксидов.

#### ЭКСПЛОЗИВНО–ГИДРОЛИЗНАЯ СТАДИЯ

В эксплозивно-гидролизную стадию формируются наиболее крупные тела, дезинтеграция которых и приводит к образованию алмазоносных месторождений. Они могут быть выполнены как местным материалом (дезинтегрированные газами песчаники и доломиты), так и привнесенным (песчаные туфы) и смешанным (туфобрекчии, будинизированные песчаники с туфовым цементом – псевдоконгломераты).

Их масштабы и внутреннее строение отражают формирование тел в результате как внедрения кратковременных струй (различные каналы, полости, зоны внутрислойной дезинтеграции, жилы, неправильные тела), так и продолжительных потоков-продувок (валунные дайки, слоистые силловидные залежи, линейно-куполовидные тела, сложно построенные зоны приповерхностной дезинтеграции). Количество перенесенной ксеногенной составляющей часто заметно превос-

ходит объем пирокластического материала. Это говорит о том, что эндогенное вещество внедрялось довольно бурно в виде газовой и пеплово-газовой взвеси.

Причиной столь продолжительной сопряженности туфового материала с флюидной фазой и их минерального преобразования являлись условия тектонического сжатия, которые фиксируются син-тектоническими брекчиями с туфовым цементом, милонитизированными пирокластитами и локализацией алмазоносных тел вдоль региональных и локальных надвигов.

Минералогическими индикаторами этой стадии являются две ассоциации – гидролизная и взрывчатая.

#### **Гидролизная ассоциация**

Различный минеральный состав пирокластитов – гидрослюдистый в приповерхностных глубинах и хлоритовый в наиболее эродированных телах – отражает различную степень гидролизного изменения пепловых частиц щелочно-ультраосновного состава и накопление флюидов в головной части магматической колонны. Вместе с водой в апикали (уральской) взрывчатой структуры концентрируются сероводород и особенно калий, содержание которого увеличивается по сравнению с породами нижележащей хлоритовой фации в 10-20 раз. Различный состав флюидов предопределяет и различный набор пирокластитов.

Минералы хлоритовой фации представлены собственно хлоритами (диабантит, брунсвит), железомарганцевым карбонатом (олигонитом) и вивианитом. Обособление карбоната в виде сферул может говорить о его коагуляции при турбулентном движении водно-хлорит-ксеногенной взвеси в газовом потоке. Ассоциация олигонита с вивианитом отражает восстановительный щелочной характер минералообразующих растворов и их углекисло-водный состав.

Типичные минералы верхней гидрослюдистой минеральной фации туфов – гидратированные слюды (иллит, гидрослюда), сульфиды железа и барит. Наиболее ранней являлась рассеянная грейгит-мельниковитовая и глобулярная пиритовая вкрапленность, которая формировалась в процессе подъема и перемешивания пирокластике. После внедрения дисперсные сульфиды перекристаллизовались с образованием марказита и пирита. Их форма выделения свидетельствует о том, что они росли в процессе литификации и обезвоживания ксенотуфов при раскрытии контракционных трещин. Высокое (до 240 кг/м<sup>3</sup>) содержание сульфидов в гидрослюдистых пирокластитах отражает водно-сероводородный состав флюидов этой фации. Их кислый характер вызвал регенерацию кварцевых зерен, отложение

анатаза, брукита, сульфидов, золота, келифитизацию гранатов, замещение хромшпинелидов эсколаит-фукситовыми, а пикроильменита пирролюзит-сенаитовыми каймами.

Минералы взрывной ассоциации

Данная ассоциация выявлена нами по ряду признаков, которые А.Н. Дреминым и О.Н. Бреусовым [44] интерпретируются как результат воздействия ударной волны на различные твердые вещества. Среди перечисленных ими изменений на Северном Урале установлены следующие:

- генерация разнообразных дефектов, дислокаций (*дефектность в кристаллах алмаза и плоскостные деформации в зернах ксеногенного кварца*);

- изменение структуры вещества, перестройка кристаллической решетки и полиморфные, фазовые превращения (*образование графита в кристаллах алмаза*);

- сильное нагревание и химические изменения, спекание тугоплавких материалов, образование сплавов веществ, сильно различающихся по температуре плавления и кипения (*образование силикатных, фосфатных и металлических расплавных сферул, шлаков*).

**Дефектность алмазов** проявлена в виде микродвойникования и звездчатых трещин, выполненных тонкодисперсными сульфидами.

Микродвойникование было установлено А.А. Кухаренко [82] в дымчатых кристаллах уральских алмазов, окрашенных рассеянной пылевидной вкрапленностью графита. Его образование связывалось им с эпигенетическими пластическими деформациями.

Черные звездчатые трещины, в центре которых находятся сульфидные включения, характерны как для уральских, так и для якутских алмазов. Э.С. Ефимовой и др. [48] установлено, что они обладают зональным строением (в центре – пирротин, в краевых частях – выделения и каймы пентландита и медистого пирротина). Подобное распределение минеральных фаз и радиальные трещины в окружающем их алмазе могут отражать плавление первичного включения, сопровождаемое увеличением объема и дифференциацией компонентов.

В обоих случаях наблюдаемые изменения, вероятно, обусловлены действием ударной волны и сильным нагревом, которые вызывают деформации (звездчатые, микродвойниковые), возгон сульфидов и фазовый переход алмаз - графит.

**Деформации** чаще всего фиксируются в ксеногенном кварце в виде плоскостных (планарных) дефектов, нередко декорированных

мельниковитом. Последний в дальнейшем может перекристаллизовываться в более крупные кристаллы пирита или пирротина.

**Расплавные фазы** представлены сферами и шлаковидными частицами. Зафиксированы три группы подобных образований. Это продукты прямого плавления материала, производные расщепления вещества на легкоплавкие и тугоплавкие компоненты, дифференциаты отжига в газовой струе. К первым (продуктам прямого плавления) относятся расплавившиеся карбонат-апатитовые скелеты микрофоссилий, цирконийсодержащее стекло, титаноциркониевый корунд. Вторые (производные расщепления вещества на легкоплавкие и тугоплавкие компоненты) представлены кальциево-кремнистыми и марганецсодержащими стеклами и шлаками, воститовыми сферами. Третьи (дифференциаты отжига в газовой струе) образуют металлические шарики, сложенные сплавом на основе ванадия. Наличие в пирокластитах этих необычных фаз указывает на резко восстановительные высокотемпературные (1000-1900<sup>0</sup>С) обстановки их формирования.

Широкое развитие деформаций, фиксируемых на зернах кварца, и крайне незначительное распространение расплавных фаз могут свидетельствовать о различной их природе и масштабности проявления. Косвенно это подтверждается степенью изменения: первые часто регенерированы и затушеваны последующим минералообразованием, а вторые имеют исключительно свежий вид. Скорее всего, их формирование происходило в разное время.

**Флюидная фаза**

Анализ газовой фазы, захваченной минералами и пирокластитами (табл. 3.5), позволил отметить следующее.

Самым существенным компонентом среди флюидов является углекислый газ, на который приходится 81,6-99,9 % массы. Остальные соединения по убыванию образуют следующий ряд CO (0,1-16,2 %), CH<sub>4</sub> (0-2,8 %), H<sub>2</sub> (0-1,7 %), N<sub>2</sub> (0-1,1 %), C<sub>2</sub>H<sub>2</sub>+C<sub>2</sub>H<sub>6</sub> (0-0,97%).

На всех проявлениях пирокластитов между большей частью компонентов газовой фазы (CO, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>) отмечается сильная положительная связь (табл. 3.6, рис. 3.6). Несколько независимо (коэффициент корреляции 0,44-0,59) ведут себя тяжелые углеводороды. Любопытно, что расчет тесноты связей между компонентами в минеральных фазах как для одних только алмазоносных пирокластитов, так и в совокупности с другими объектами (минералы и лампроиты Шеинского карьера, целестин Мазуевского месторождения, флоренсит алмазоносной Крестовоздвиженской россыпи, туфы Пермьяковского



Таблица 3.5

**Состав газовой фазы, захваченной в процессе формирования пород и минералов проявлений Западного Урала, выделившейся при прокаливании (мкг/г)**

Проявления, породы и минералы	t°C	H2	N2	CO	CH4	CO2	C2H2+C2H6	H2O
Илья-Вож. Северный Урал								
Сидерит (хлоритовые ксенотуфы)	400	55,32	5,1	130,29	6,27	13304	0,5	4300
Пирротин (гидролюдитые туфы)	500	-	-	7,57	0,72	149,19	-	331,52
Ефимовка, Северный Урал								
Сульфидно-гидролюдитый туф	400	-	-	9,07	0,6	119,28	0,11	2198
Гидролюдитый туф	400	-	0,11	6,27	0,53	30,81	-	245,8
Галенит (гидролюдитый ксенотуф)	500	-	-	1,96		1799	-	следы
Барит (гидролюдитый ксенотуф)	500	-	0,1	5,54	1,16	33,96	0,4	следы
Золотанка, Северный Урал								
Карбонатно-гидролюдитый туф	400	-	-	2,5	0,05	16,4	-	55,71
Крестовоздвиженское, Средний Урал								
Флоренсит	500	-	1,5	5,98	0,77	124,39	-	211,37
Пермяковский, Средний Урал								
Сульфидно-гидролюдитый туф	400	-	1,32	35,23	0,53	3471	0,62	24,7
Шейнский карьер, Южный Урал								
Флогопит (лампрофир)	500	1,29	0,03	5,66	0,79	69,1	0,4	364,8
Гидролюдитый туф	400	-	-	1,87	0,07	12,17	-	следы
Сульфидно-гидролюдитый туф	400	1,03	0,13	4,89	0,29	183,46	0,1	230,4
<b>Мазуевка, целестины:</b>								
метакристаллы из глины	500	-	-	6,34	1,82	133,19	0,2	следы
ранний розовый из жил	500	-	-	1,98	0,27	17,97	-	70,62
поздний серый из жил	500	-	0,09	3,55	0,35	36,8	-	следы
Верхняя Кама								
Сидерит рудной пачки	400	19,81	0,16	401,68	0,36	2554	-	436,22

*Анализы выполнены на газовом хроматографе ХРОМ-5 с пиролитической приставкой С.Н. Шаниной, ИГ КНЦ УрО РАН.*

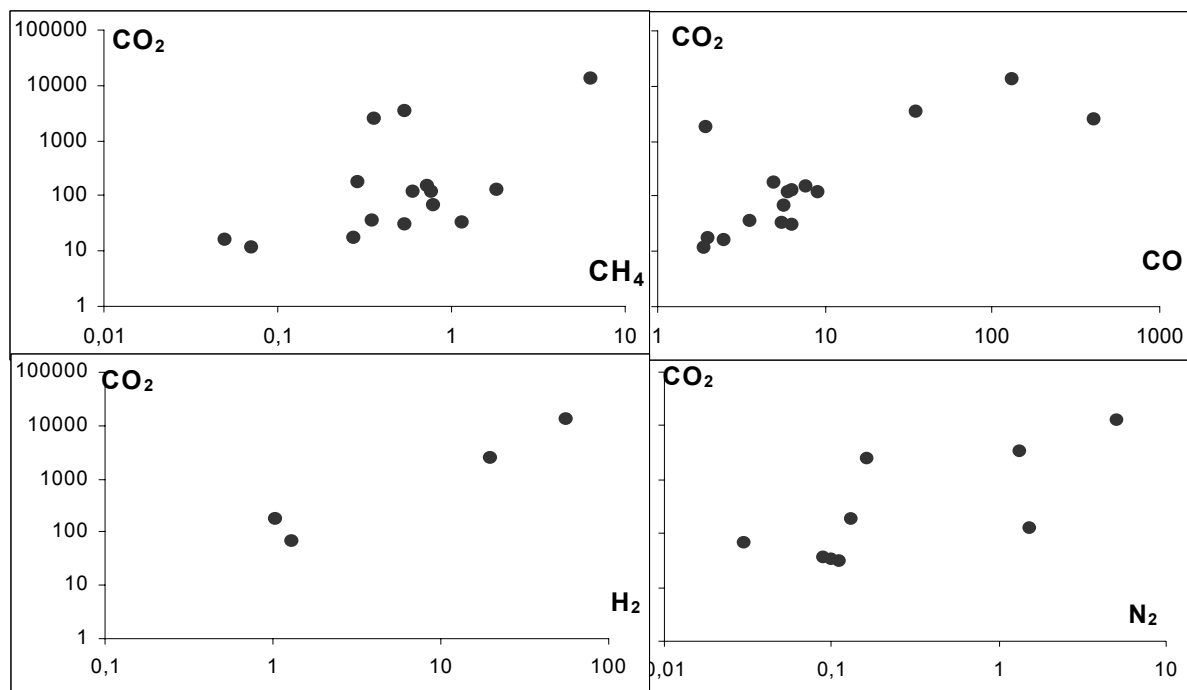


Рис. 3.6. Соотношение CO<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub> и N<sub>2</sub> в минералах пирокластитов и самих туфах из проявлений Западного Урала, мкг/

Таблица 3.6

**Корреляционная матрица для соединений газовой фазы, захваченных породами и минералами в процессе формирования**

	H <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CO	CH <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> +C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>
H <sub>2</sub>	1	<b>0,932</b>	<b>0,968</b>	<b>0,952</b>	<b>0,960</b>	0,448
N <sub>2</sub>		1	<b>0,961</b>	<b>0,898</b>	<b>0,949</b>	0,523
CO			1	<b>0,934</b>	<b>0,987</b>	0,590
CH <sub>4</sub>				1	<b>0,903</b>	0,533
CO <sub>2</sub>					1	0,562
C <sub>2</sub> H <sub>2</sub> +C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>						1

месторождения железа), показал устойчивое постоянство и близость значений коэффициентов корреляции. Это отражает аналогичное соотношение флюидных компонентов и, вероятно, генетическую связь этих объектов. Повышенное содержание угарного газа в сидеритах Верхней Камы может свидетельствовать о том, что газовая фаза претерпевает трансформацию (восстановление) или разубоживание флюидом из дополнительного источника.

Сопоставление содержания газовых компонентов в более ранних и поздних минеральных фазах (рис. 3.7) сидерит хлоритовой фации – пирротин гидрослюдистой (Илья-Вож); ксенотуф сульфидно-гидрослюдистый – гидрослюдистый (Ефимовка); флогопит – иллит (Шейнский), метакристаллы целестина из «глины» – жильный целестин (Мазуевка) – показало устойчивый рост восстановленных соединений (CO, CH<sub>4</sub>) в составе флюидов. Увеличение концентрации этих фаз может отражать только приток новых порций «неокисленных» газов и, в частности, их восстановителя – водорода.

Одним из источников может служить разложение магматических минералов (и в частности иллитизация) и высвобождение ювенильного газа. О его неокисленном характере может свидетельствовать присутствие водорода во флогопите лампрофиров Шейнского карьера.

Второй механизм может быть связан с восстановлением CO<sub>2</sub> за счет взаимодействия с протоном водорода, образовавшимся в результате реакции гидролиза пирокластитов и их сульфидизации. Формирование глинистых (гидроксильных) минералов и сульфидов происходит по следующим реакциям:  $H_2O \rightarrow H^+ + (OH)^-$  и  $H_2S \rightarrow 2H^+ + S^{2-}$ .

Наиболее вероятен и масштабен второй механизм, поскольку гидроксильные минералы (хлориты, гидрослюды и иллиты) нацело замещают пирокластику, а содержание сульфидов в туфах достигает в

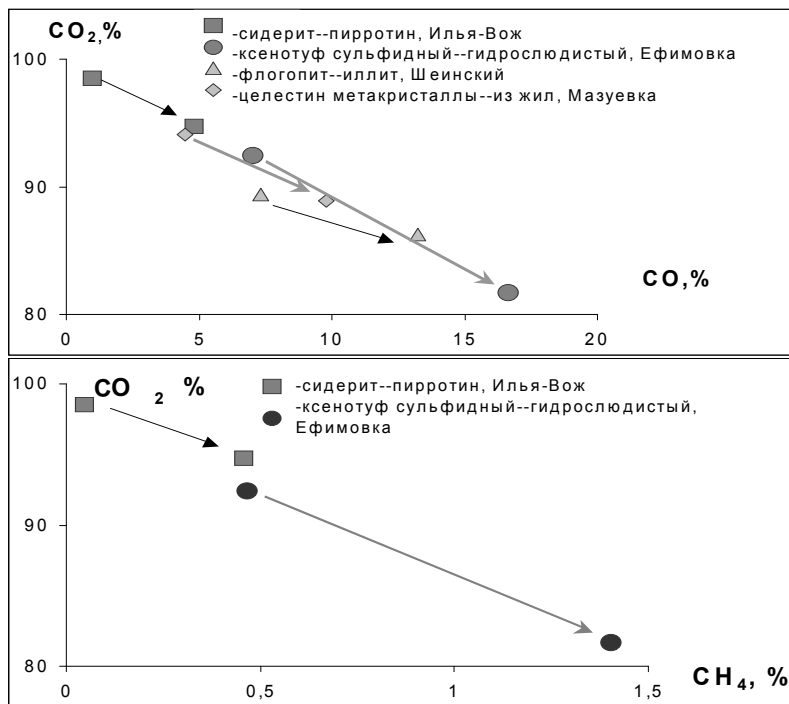


Рис. 3.7. Изменение состава газовой фазы от более ранних минералов и пород к поздним в проявлениях пирокластитов Западного Урала

отдельных телах  $250 \text{ кг/м}^3$ . Таким образом, состав флюидной фазы интрузивных пирокластитов различных проявлений Западного Урала характеризуется относительно постоянным составом ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$  с незначительным количеством  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{C}_2\text{H}_2 + \text{C}_2\text{H}_6$ ), что может отражать их генетическое единство. Подъем магматического материала по узким линейным зонам, а не по трубообразным телам позволяет предполагать, что взрывное вскипание флюидов не носило катастрофического характера. Расширение отделившихся газов и их накопление в головной части колонны обеспечили подъем пирокластики, дезинтеграцию и флюидизацию вмещающих пород, появление плоскостных дефектов, отмечаемое на большом количестве кварцевых зерен ксенотуфов.

Изменение соотношения между флюидными компонентами, в частности рост относительного количества восстановленных газов (метан и угарный газ), может свидетельствовать об образовании дополнительного водорода в результате массового гидролиза пирокластитов. Щелочной характер флюидов в хлоритовой фации, сменяющийся кислым в гидрослюдистой, говорит о более значительном формировании гидроксилсодержащих минералов в верхней части колонны и высвобождении протонов водорода. Свой вклад в подкисление растворов вносит и взаимодействие сероводорода с пирокластикой. Восстановление газов и может служить причиной образования большого числа самородных фаз (Au, Ag, Cu, Zn, Sn, Pb, Si) и проявления более поздних взрывных процессов сопровождающихся образованием расплавных сферул и шлаков.

#### **Время проявления взрывной стадии**

Время проявления взрывной стадии может быть оценено как по геологическим, так и геохронологическим данным.

Внедрение алмазоносной пирокластики при надвигании (активизации) уже сформировавшегося антиклинального Полудово-Колчимского поднятия отражает послегерцинский возраст магматизма. Не противоречит структурно-геологическим наблюдениям и датировка в  $259 \pm 5$  и  $267 \pm 5$  млн лет, полученная В.А. Езерским по «фукситовым» псевдоморфозам Rb-Sr методом в отделе изотопной геологии ВСЕГЕИ. Имеющиеся абсолютные данные (470 млн лет) по иллитам р. Ефимовка (месторождение Рассольнинская депрессия) дают завышенные значения, что не согласуется с силурийским и девонским возрастом вмещающих пирокластиты отложений. Вероятно, эта цифра обусловлена многократным преобразованием пеплового материала в хлоритовой, а затем гидрослюдистой фациях. Таким образом, наиболее приемлемым представляется пермский (пермско-юрский) возраст взрывного становления алмазоносной пирокластики.

\* \* \*

В взрывно-гидролизную стадию сформировались наиболее крупные тела, сложенные породами, содержащими относительно мало эндогенного материала, который еще к тому же и значительно изменен. Несмотря на внешнюю схожесть большинства ксенотуфов с обычными осадочными породами, они содержат довольно экзотический набор минералов (мантйных, магматических, гидролизных, взрывных и гидротермальных), свидетельствующий об их необычном механизме образования. Основной причиной, определяющей минеральный состав эндогенного вещества песчаных туфов, является положение в взрывно-магматической колонне, вызывающее различ-

ное преобразование пирокластического материала. Дифференциация флюидных компонентов приводит к наибольшей активности углекислых растворов на больших глубинах и сероводородных во фронтальной части, что определяет образование различных минеральных ассоциаций (фаций). Высокая водонасыщенность приводит к собирательной перекристаллизации рудного вещества и формированию непромышленного золотого, полиметаллического и баритового оруденения.

В эксплозивную стадию проявляются два процесса, определяющих промышленный интерес к вулканитам как источнику добычи алмазов. Первый связан с преобразованием магматического материала в пирокластический. При этом происходит не только дезинтеграция до пепловых частиц, но и существенный вынос флюидной фазой магния и кальция, что приводит к обогащению алмазами исходного вещества. В результате промышленно алмазоносными становятся низкотитанистые лампроиты испанского типа, нигде в мире не являющиеся источником добычи алмазов. Возможно, что накоплению кристаллов способствовал и флотационный эффект, возникающий при продолжительной газовой продувке. Но значительная флюидонасыщенность обусловила дезинтеграцию вмещающих пород и насыщение пирокластики ксеногенным материалом, что привело к уменьшению концентрации алмазов.

#### ГРЯЗЕВО-ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ (ГРИФОННАЯ) СТАДИЯ

Под грифоном понимают выход грязи или подземных вод сосредоточенной струей с излиянием на земную поверхность. К грифонной стадии алмазоносного магматизма отнесены процессы образования тел, пород и минералов из водно-туфовых растворов грязевой концентрации и сопровождающих их гидротерм.

В отличие от эксплозивной тела грифонной (грязево-гидротермальной) стадии характеризуются значительно меньшими масштабами. Их физическое воздействие на вмещающие породы незначительно, что объясняется меньшей энергией становления. Идеализированная модель взаимоотношений тел этой стадии может быть представлена как зона трещиноватости в песчаниках или метасоматически измененных карбонатах с серией жил, переходящих на поверхности в грязевое озеро, пронизанное трубообразными каналами – «магмоводами». Тела выполнены преобразованным пирокластическим материалом – гидрослюдистым туфом, обычно не скального облика. Высокая водонасыщенность предопределяет продолжительное существование грязей в подвижном состоянии и их дифференциацию (отделение сульфидного, а затем гидроксидно-железистого геля). Появле-

ние брекчиевых текстур в центральной части жил говорит о том, что эти флюиды постепенно теряли воду и литифицировались.

В карбонатной раме тела могут быть представлены как (рыхлыми) туфами, так и гидрослюдисто-карбонатными реакционными породами скального облика. И те, и другие часто сопровождаются ореолом выщелачивания и вторичными декарбонизированными образованиями, отражающими агрессивный (кислый) характер этих флюидов.

Вещественный состав тел и взаимоотношения петрографических разностей указывает на то, что они формировались из гидрослюдисто-водных, гидрослюдисто-железисто-водных и собственно гидротермальных растворов. Как и газово-(пепловая) фаза, часть грязево-гидротермальных флюидов внедряется на фоне надвиговых движений, вызывающих образование характерных тел алевролитоподобных милонитов, иногда с ореолом раковиннообразных линз практически на всех алмазных месторождениях.

#### **Индикаторные минералы грязево-гидротермальной стадии**

Основные породообразующие минералы этой стадии представлены глинистыми минералами, сульфидами и гидроксидами железа, баритом, кварцем, опалом, а в случае внедрения пирокластике в известняки и доломиты – еще и карбонатами. В качестве спорадических отмечены оксиды марганца и титана, фосфаты кальция и редких земель.

*Филосиликаты* являются чутким индикатором степени преобразования пирокластического материала. Самые примитивные по составу глины (хлорит-монтмориллонит-смешанослойные) были зафиксированы среди эродированных тел ксенотуфов хлоритовой фации. Наиболее зрелые мономинеральные и дисперсные (колинит-иллитовые) минералы слагают жилы среди палеозойских пород и зон эксплозивной дезинтеграции (гидрослюдистой фации). Наличие между этими разностями постепенных переходов позволяет говорить о том, что в процессе подъема гидратированного пирокластического материала происходит его преобразование: насыщение калием, потеря разбухающих слоев и уменьшение (измельчение) размера пакетов. Установленная эволюция минерального состава грязевых туфов от хлоритов и гидрослюдов к иллитам отражает высокую активность калия в водно-глинистых растворах и относительно повышенные температуры в начале этой стадии, способствующие его фиксации в межслоевых промежутках. Наиболее поздние продукты грязевого вулканизма представлены исключительно низкотемпературными поли типами иллита 1M, реже 1Md.

*Сульфиды и гидроксиды железа* так же, как и глинистые минералы, отражают длительное преобразование водонасыщенного пирокластического материала. Наличие в краевых частях крупных туфовых жил черных разностей, окрашенных рассеянным мельниковитом, и голубых, с желваками гидроксидов в центре, позволяет говорить об эволюции их состава в условиях увеличения окислительного потенциала. Железистая составляющая вначале была представлена сульфидным гелем, а затем в приповерхностных условиях преобразовалась в гидрооксидный золь. Наиболее ранним минералом, образующимся при перекристаллизации мельниковит-грейгитового вещества, является пирротин, отражающий кислый состав среды и присутствие водорода во флюидной фазе. Позднее он сменяется марказитом, а затем и пиритом, кристаллизация которых уже возможна в более окислительных условиях. Большое число закономерных сростаний (двойников), отмечаемое на ранних минералах, свидетельствует о перенасыщенности растворов на первых порах. Установлено также, что многообразие габитусных форм пирита в ряду октаэдр–гексаэдр–пентагондодекаэдр определяется мощностью пирокластических тел и, соответственно, продолжительностью существования в них гидротермальных растворов. Появление игольчатых кристаллов пирита отражает перемещение минералообразования из уже обезвоженной туфовой массы в капиллярные каналы, по которым ранее происходила дегазация водно-туфовой взвеси.

*Гидроксиды железа* образуют самые разные по масштабам и форме скопления. Это могут быть целые бурожелезняковые залежи, отдельные агрегаты, желваки и мелкие стяжения. Морфология последних свидетельствует об изменяющихся условиях их формирования. Вероятно, наиболее ранними являются желваки, имеющие пористое строение (рис. 3.8), отражающие обогащенность грязевых растворов газовыми пузырьками. Поздние гидроксиды железа обособлялись в виде стяжений или кайм на минералах и обломках пород.

*Барит* весьма характерен для грязевых туфов, где количество его морфологических типов максимально. В отдельных жилах пирокластитов фиксируется до трех генераций этого минерала. Наиболее ранние порфиридные выделения, подчеркивающие флюидальность пород, формируются еще в процессе течения водно-иллитового раствора. Поздние представлены зональными метакристаллами в глине и щетками в лимонитовых агрегатах.



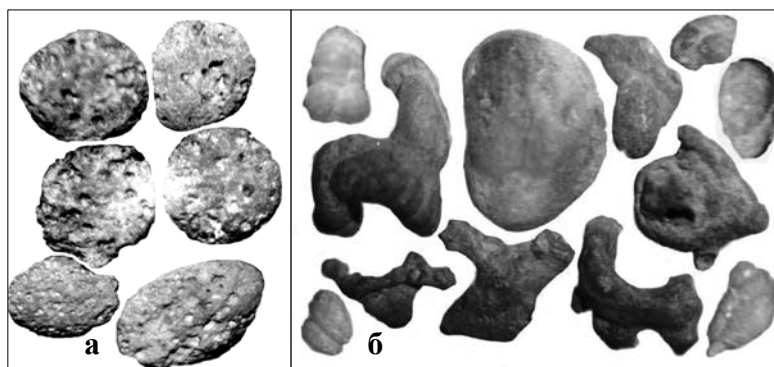


Рис. 3.8. Лимонитовые желваки из грязевых туфов р. Илья-Вож: а - пористые; б – обычные (ув. х 10)

**Минералы кремнезема** отражают эволюционную зрелость пирокластитов. В пространственной близости с наиболее «примитивными» по составу хлорит-монтмориллонит-смешанослойными грязевыми туфами встречаются относительно высокотемпературные кварцин-кварцевые секреции, содержащие сульфидные и самородные микроминералы. В гидрослюдистых туфах зерна ксеногенного кварца регенерируются, отмечены даже бесцветные и дымчатые метакристаллы, достигающие 1 см. В иллит-гидрослюдистых пирокластитах, содержащих гидроксиды железа, появляются халцедон, опал, аллофан и кристобалит.

**Карбонаты** весьма характерные минералы грязевых туфов, кристаллизующиеся почти на всем протяжении их становления. Самые ранние представлены железосодержащими сидеритом, олигонитом и связаны с хлорит-монтмориллонит-смешанослойными пирокластитами. Их сферолитовая форма отражает коагуляцию в процессе турбулентного подъема и перемешивания внедряющегося туфового материала. Более поздние кальцит и доломит появляются в гидрослюдистых породах только при залегании тел среди известняков и доломитов. Это свидетельствует о том, что кальций заимствуется из осадочных толщ. Морфологические типы карбоната (гидрослюдисто-кальцитовые сферолиты, шестоватые агрегаты с просечкой, прозрачные кристаллы в полостях) отражают их последовательную кристаллизацию в процессе обезвоживания пирокластического материала. Преимущественно кальцитовый состав новообразованных фаз подтверждает низкомагнезиальный характер флюидов. Отмечающиеся в кар-

бонатах включения битумоидов в виде округлых и дендритовых включений свидетельствуют о присутствии в растворах органических растворителей, способствующих миграции углеводородов. Вероятно, наиболее поздним и низкотемпературным карбонатом является лантанит, пространственно ассоциирующий с аллофаном и опалом.

Кроме основных минералов в грязевых туфах отмечаются и другие образования, отражающие специфику роста в этой необычной дисперсионной среде – проницаемой водонасыщенной пирокластике. Химический характер растворов во многом зависит от состава вмещающих пород. Так, среди песчаников грязи сохраняют в целом кислую обстановку, что приводит к новообразованию кристаллов анатаза и брукита за счет лейкоксеновых зерен. Карбонатная рама предопределяет большую щелочность среды, что вызывает переотложение фосфатного вещества конодонт, кристаллизацию лантанита, монацита и флоренсита.

\* \* \*

Минеральный состав грязевых туфов позволяет проследить основные этапы его преобразования в процессе течения и дифференциации. Вначале из тыловой части магматической колонны, подверженной гидролизу и потерявшей большую часть газов, поступает водно-пепловый раствор хлорит-монтмориллонит-смешанослойного состава. В нем формируются сферулы сидерита, а за пределами тел пирокластитов из гидротерм на карбонатном барьере осаждается кварцинкварцевые агрегаты.

Позднее степень гидролизного изменения глинистых минералов увеличивается, возрастает активность сероводорода, которая приводит к образованию рассеянной мельниковит-грейгитовой вкрапленности. Пирокластическое вещество преобразуется в водно-сульфидно-гидрослюдистый материал, в котором происходит собирательная кристаллизации пирротина, марказита и пирита.

Воздействие кислорода приводит к окислению сульфидов, росту барита и обособлению железистых коллоидов, образующих собственные лимонитовые агрегаты и тела. Пепловые частицы в этих жилах уже изменены до дисперсного низкотемпературного иллита с примесью каолинита (тоже дисперсного). Если вмещающей рамой выступают карбонаты, происходит отложение аморфных производных кремнезема, редкоземельных фосфатов и карбонатов.

Присутствие на Северном Урале зон (эксплозивной) приповерхностной дезинтеграции и грифонов свидетельствует об относительно малых масштабах эрозии и молодом возрасте пирокластических образований. Наличие милонитизированных разностей грязевых туфов по-

звояет предполагать, что наиболее ранние поступления грязево-гидротермальных растворов внедрялись на фоне надвиговых движений в пермско-юрское время. Наиболее поздние происходят и поныне. Об этом свидетельствует наличие к северо-западу от Полудово-Колчимского поднятия современных источников хлор-натриевых вод со значительными запасами сероводородных грязей вдоль единой гравитационной ступени тиманского простираия.

### *МИНЕРАЛЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ*

Минералы, относимые к данной ассоциации, встречаются в алмазоносных пирокластитах и привлекались некоторыми исследователями в качестве минералов-спутников. Это преимущественно островные силикаты (циркон, гранат, кианит, ставролит и др.), реже шпинель, рутил и слюда.

**Гранаты** (пироп-альмандины и альмандин-спессартины) являются наиболее распространенными представителями метаморфической ассоциации в алмазоносных пирокластитах Северного Урала. Их высокая железистость (более 0,60-0,65), сростания с хлоритом, эпидотом, ассоциация в пробах с тремолит-актинолитом, цоизитом, лейкоксенизированным пинакоидальным ильменитом со слюдистой «бородой», октаэдрами магнетита, ставролитом и кианитом, а также нередкий идиоморфизм выделений позволяют считать их продуктом преобразования глиноземистого субстрата амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций глубинности.

**Кианит** в виде уплощенно-удлиненных зерен отмечается как в алмазоносных пирокластитах, так и за их пределами в вулканических образованиях других районов (Кыновской, Мазуевка, Верхняя Кама). Обычно он бесцветен, реже отмечается голубая окраска, развитая в виде пятен.

В пробах, где кианита много (до 1кг/м<sup>3</sup> и более), фиксируется непрерывный ряд: серо-черный волокнистый андалузит → черный кианит → кианит с тонкой рудной взвесью → кианит с включениями крупного оранжевого рутила и гематита. Подобная последовательность отражает его формирование за счет преобразования андалузита и собирательной перекристаллизации железо-титановых минералов, вероятно, в результате метаморфизма погружения.

**Андалузит** по сравнению кианитом более редок. Встречается в виде бесцветных фрагментов кристаллов ромбического сечения, черных игольчато-волокнистых агрегатов, зеленых удлиненно-пластинчатых зерен (виридин).

**Ставролит** является характерным минералом пирокластитов, но его повышенные содержания отмечаются за пределами алмазных месторождений. Встречается в виде неправильных обломков, фрагментов кристаллов, редко двойников. Цвет изменяется от практически черного, за счет рудных включений (гематит, магнетит), до коричнево-желтого. Ассоциирует с кианитом, рутилом, идиоморфным цирконом.

**Циркон**, относимый нами к метаморфической ассоциации, в вулканитах Северного Урала относительно редок и значительно «разубоживается» окатанными зернами из кластических толщ. Его количество становится заметным в проявлениях за пределами основного алмазоносного района (Пашийский р-н, Кыновской р-н, Мазуевка, Верхняя Кама). Ассоциирует с кианитом и ставролитом. Представлен идиоморфными кристаллами бледно-желтоватого цвета. В каждом проявлении отмечаются индивиды с различным удлинением – от изометричных до игольчатых.

Для метаморфического циркона характерны следующие соотношения между простыми формами, определяющими габитус кристаллов:  $\{100\} \geq \{110\}$  и  $\{211\} \geq \{101\}$ . Типизация, предложенная Пупоном и Турко (1972), позволяет предполагать, что изученные цирконы являются наиболее высокотемпературными и связаны с субстратом низкой щелочности и соответственно высокой глиноземистости.

**Ганит** – минерал из группы шпинели. Отмечен в алмазоносных пирокластитах. Его наибольшие концентрации, однако, характерны для вулканитов за пределами Полюдово-Колчимского поднятия. Это бурожелезняковые проявления Западно-Уральской зоны складчатости, связанные с трубообразными телами проблематичных магматитов, изучаемые Л.П. Нельзиным, Мазуевское месторождение целестины в Предуральском краевом прогибе, открытое А.А. Болотовым, юрские отложения платформенной части (Верхняя Кама), несущие сидеритовое оруденение и золотую минерализацию. Для него характерны ксеноморфные выделения голубовато-зеленого (кембрийского) цвета. Практически всегда ассоциирует в тяжелой фракции со ставролитом, кианитом, андалузитом, рутилом и идиоморфным цирконом. Состав ганита довольно стабилен и отвечает почти идеальной формуле  $Zn_{0,82-0,95}Fe_{0,10-0,17}Al_{1,88-2,05}O_4$ .

Наряду с цинковыми месторождениями, этот минерал характерен для алмазоносных россыпей Бразилии, куда он, вероятно, попадает из глиноземистых пород основания коры.

**Слюда** относительно редко отмечается в тяжелой фракции, и поэтому обычно выпадает из поля зрения минералогов. В заметном количестве она встречена в краевой части валунной дайки, сложенной

гематитизированными ксенотуфами на р. Ефимовке, где ассоциирует с пироп-альмандином и спессартином. Образует идиоморфные уплощенные мелкие кристаллы (0,1-0,5 мм) псевдоромбического и псевдогексагонального облика. Нередко покрыта тонкой пленкой гематита и иногда содержит тонкие вроски магнетита.

Железистость слюды ( $f=0,38-0,54$ ) превышает 0,33 единицы, что свидетельствует о ее принадлежности к биотитам. Использование диаграммы Энджелов [41] позволяет связывать проанализированные биотиты с метаморфизованными породами – гнейсами и кристаллическими сланцами. Вероятно, слюды Ефимовки, ассоциирующие с метаморфическими гранатами, представляют собой продукт дезинтеграции пород гранито-гнейсового основания.

К метаморфической ассоциации относится также черный, черно-красный и оранжевый **рутил**, который зафиксирован в виде включений в зернах кианита, а также октаэдрический **магнетит**, часть пинакоидального **ильменита**, **хлорит**, **эпидот**, **цоизит**, **актинолит** и **тремолит**.

Возможно, что часть метаморфических минералов не имеют генетической связи с алмазами и представляют собой ксеногенные зерна, захваченные флюидно-магматической колонной при миграции через толщи фундамента. Однако повышенная глиноземистость самих пирокластитов и их сходство с коллизионными лампроитами Испании позволяют предполагать формирование очага алмазоносной магмы либо в самой коре, либо в мантии за счет плавления погружающихся сиалических блоков.

#### МИНЕРАЛЫ ГИПЕРБАЗИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Наряду с хромшпинелидами алмазных месторождений, которые в большинстве своем происходят из альпинотипных, в том числе рудоносных комплексов (акцессорная и рудная вкрапленность), в пирокластитах зафиксированы и другие минералы, свидетельствующие об участии реститового мантийного вещества в их составе. К ним относятся платиноиды, уваровит и хромовый хлорит.

**Хромовые хлориты** зафиксированы в виде примазок на зернах хромшпинелида и базального цемента в обломках густовкрапленных хромитовых руд в пирокластитах рек Илья-Вож, Ефимовка, Волынка, Няр и др. Для них характерна бледно-розовая и сиренево-фиолетовая окраска.

Анализы хлоритов (коллекция автора и В.А. Езерского) показали, что они существенно варьируют по содержанию  $Cr_2O_3$ : от 2,7-8,6 мас. % в хромовом клинохлоре (кеммерерите Ефимовки и Илья-Вож)

до 10,7 мас. % в хромпеннине (кочубейте Волынки). Составы этих минералов отвечают следующим кристаллохимическим формулам:

- $(\text{Mg}_{9,34-9,91}\text{Al}_{0,97-1,35}\text{Cr}_{0,39-1,24}\text{Fe}_{0,07-0,59})[(\text{Si}_{5,82-6,12}\text{Al}_{0,97-1,35})\text{O}_{10}](\text{OH})_{16}$  ;
- $(\text{Mg}_{9,32}\text{Al}_{0,88}\text{Cr}_{1,65}\text{Fe}_{0,15})[(\text{Si}_{6,45}\text{Al}_{1,55})\text{O}_{10}](\text{OH})_{16}$ .

Логично предположить, что образование клинохлора могло происходить за счет метасоматического изменения хромшпинелида рудных тел растворами щелочного характера, приводящих к выносу из них Al и Cr.

**Уваровит** является весьма характерным минералом алмазоносных пирокластитов. Он отмечен на многих месторождениях и проявлениях [162]. Кроме того, уваровит зафиксирован в вулканитах за пределами алмазонасных районов. В качестве примера можно привести бурожелезняковый рудник «Матка» в Западно-Уральской зоне складчатости, Мазуевское месторождение целестина в Предуральском краевом прогибе. Особенно широко развит уваровит в платформенной части на Верхней Каме, где обнаружены вулканические образования, близкие к кимберлитовым [113]. Практически всюду он представлен осколками, реже отдельными кристаллами, несущими отпечатки подложки, на которой они росли. В пирокластитах р. Няра зафиксирован уваровит, который вместе с хромовым хлоритом замещает силикатный цемент в обломках хромитовых руд.

Состав хромового граната из пирокластических образований отвечает промежуточному ряду уваровит–гроссуляр, что может свидетельствовать о связи с хромитовыми рудами глиноземистого типа. Подобный тип оруденения известен как в альпинотипных, так и концентрически-зональных и расслоенных массивах [90]. Миграция хрома в гидротермальных растворах с образованием уваровита отражает их щелочной характер. Встречаемость граната в виде осколков и изолированных зерен со следами подложки свидетельствует о формировании задолго до проявления алмазонасного магматизма.

**Платиноиды** алмазонасных пирокластитов Северного и Среднего Урала, в частности тугоплавкие (иридосмин, рутениридосмин, осмиридий) и их сульфиды (лаурит) так же, как и хромшпинелиды, отражают принадлежность к альпинотипным массивам. Однако ассоциация минералов реститовых комплексов отмечается и в платформенной части Пермской области, где в связи с эндогенными сидерит-монтмориллонитовыми апотуфовыми образованиями известны ореолы рассеяния уваровита, нередко совместные с магнитной платиной (изоферроплатиной), хромитом, фукситом, везувианом и золотом [112]. Составы хромшпинелидов (материалы Очерской партии) в этой

ассоциации, как и на Северном Урале, отвечают аксессуарным и метаморфизованным минералам альпинотипных комплексов.

Аналогичная минерализация установлена А.Б. Макеевым и др. [91] в Кыввожской россыпи Среднего Тимана, где с золотом ассоциируют хромшпинелид, уваровит, хромдиопсид и платиноиды (в основном изоферроплатина). По соотношению изотопов осмия ими выявлена полихронность формирования платиновой минерализации (1030-1090, 610-770, 330-430 млн лет), связанной с различными эндогенными процессами. В отличие от них платиноиды Приполярного Урала (р. Кожым) характеризуются относительно кратковременным преобразованием гипербазитового субстрата (520-825 млн лет). Преобладание изоферроплатины характерно и для алмазоносных месторождений Полюдово-Колчимского поднятия.

Общим для обеих провинций (Тиманской и Уральской) является интервал образования минерализации МПГ, отвечающий позднему докембрию. Таким образом, формирование платиноидов, обусловленное дифференциацией мантийного субстрата, вероятно, вызвано подъемом гипербазитовых масс в условиях рифей-вендского режима растяжения, предшествующего открытию уральского палеозойского рифта. По-видимому, в кембрии часть гипербазитовых альпинотипных протрузий выводится к земной поверхности и эродируется, что вызывает обогащение базальных ордовикских горизонтов кластическим хромшпинелидом (от Полярного до Среднего Урала). Другая часть массивов, залегающая на глубине вдоль проницаемых зон, вероятно, дезинтегрируется и выносится к поверхности уже в позднегерцинско-мезозойское время поднимающимися флюидно-магматическими, иногда алмазоносными потоками.

Хромитовая минерализация, фиксируемая как в базальных ордовикских породах, так и в молодых (мезозойских) нередко алмазоносных образованиях, может быть связана с формированием альпинотипных гипербазитовых массивов во время рифей-вендского рифтогенеза. Региональная распространенность шпинелидов и ассоциирующих с ними минералов позволяет предполагать наличие большого количества дунит-гарцбургитовых тел, контролируемых древними рифтогенными зонами, параллельными Уралу и Тиману.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данное исследование позволило показать, что интрузивные пирокластиты Красновишерского района, с которыми связаны россыпные месторождения уральских алмазов, отражают длительную эволюцию мантии и коры окраины Восточно-Европейской платформы. Изотопный состав алмазов и глубинные минералы-узники указывают на древний, близкий возрасту Земли, примитивный состав мантийного субстрата, с которым связаны также алмазоносные провинции кимберлитов дайкового типа, как Бразильская и Западно-Африканская. Свидетелями этой стадии являются только сами алмазы и включенные в них минералы.

Предшествующая палеозойскому рифтогенезу мантийная конвекция обусловила смешение мантийного и сиалического материалов и образование пород, залегающих в основании коры, реликты которых сопровождают алмазы в пирокластитах и россыпях. Это пиропы и пикроильмениты.

Герцинская коллизия вызывает формирование в перикратонной части платформы горно-складчатого сооружения, состоящего из Предуральского краевого прогиба, Западно-уральской зоны складчатости и Центрально-уральского поднятия. Образование подобного экрана над проницаемой границей между двумя плитами способствовало возникновению линейного флюидно-магматического очага, вероятно, лампроитовой низкотитанистой магмы испанского типа. Пермско-юрские коллизионные подвижки вызывают его разгрузку вдоль надвиговых поверхностей меридионального и особенно северо-западного и западного простирания. На пересечении таких структур формируются наиболее крупные рудные узлы – Вишерский, Чикманский, Горнозаводский.

Алмазоносный материал, дезинтеграция которого дает алмазоносные россыпи, образовался в основном в две стадии. В раннюю – газонасыщенная пирокластика дробит и флюидизирует вмещающие породы и, достигнув поверхности, тотчас оседает в зонах приповерхностной дезинтеграции. В позднюю стадию из тыловой, менее «газированной» части магматической колонны, подверженной гидролизу, поступают грязево-гидротермальные растворы, которые разгружаются в грифонных аппаратах. Подобная стадийность процессов характерна как для рудоносных брекчий, сопровождающих магматические комплексы любого состава (П.Ф. Иванкин, 1977, цит. по [38]), так и для грязевого вулканизма, что еще раз подчеркивает высокофлюидный характер вулканизма.



Выявленные в последние годы в Западно-уральской зоне складчатости, Предуральском краевом прогибе и платформенной части Пермской области многочисленные рудопроявления также локализованы в породах монтмориллонит-гидролюдистого состава. Это буро-железняковые месторождения Кыновского района, изучаемые Л.П. Нельзиным, золотая, платинометаллическая и сидеритовая минерализация, локализованная в триас-юрских отложениях верховьев Камы, Мазуевское месторождение стронция, открытое А.А. Болотовым. Эти рудопроявления имеют много общего: близкий набор аутигенных минералов, морфология которых отражает рост в водно-глинистой массе в процессе ее литификации; реликтовые туфовые структуры; одинаковое соотношение газов в захваченной флюидной фазе и их восстановительный характер, обусловленный присутствием  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$  и даже  $\text{H}_2$ ; идентичный набор ксеногенных метаморфических и ультраосновных минералов. Хотя эти объекты изучены еще недостаточно, они во многом похожи на алмазонасные пирокластиты Урала. Представляется, что металлогеническая специализация этих проявлений определяется породами, через которые происходил транзит газонасыщенных расплавов. Миграция через эвапоритовые толщи вызывает их обогащение стронцием. Движение вдоль рифтовых зон, насыщенных телами альпинотипных гипербазитов, предопределяет платинометаллическую специализацию. Локализация очагов в основании коры с интрузиями алмазонасных ультрамафитов объясняет их обогащенность драгоценными камнями. Таким образом, эндогенные образования Прикамья по отношению к перечисленным полезным ископаемым выступают всего лишь как транспортеры и вторичные коллекторы. Собственно грязевулканическими являются сидеритовое, буро-железняковое, редкоземельное (флоренсит-лантанитовое) и золотое оруденения.

## Библиографический список

1. Алмазы Среднего Тимана. Сыктывкар: Геопринт, 1999. 80 с.
2. Аникин В.В., Апт Ю.Е. Эмеленские вулканы: петрология щелочных лав и глубинных включений. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 97 с.
3. Анфилогов В.Н., Кораблев Г.Г., Кораблев А.Г., Волков А.Ю. Проблемы генезиса карбонатитов, кимберлитов и лампроитов // Уральский минералогический сборник, Миасс: Имин УрО РАН, 1999. № 9. С. 124-137.
4. Афанасьев В.П., Харьков А.Д., Белик Ю.П. Морфология и генезис скульптурированных гранатов из кимберлитовых пород Якутии // Геология и геофизика. 1976. № 10. С. 80-89.
5. Баданина И.Ю. Минералогия уникальных платиноидных россыпей Маймеча-Котуйской провинции // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Мат-лы. Всерос. конф. Сыктывкар, 1998. С. 107-108.
6. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
7. Блажных Л.Л., Красильников Б.В., Рыбаков В.Н. и др. Тектоника Западно-Уральской зоны складчатости Пермского Приуралья // Нефтегазовая геология и геофизика. 1977. № 8. С. 3-6.
8. Бобривич А. П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 527 с.
9. Бобривич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра, 1964. 192 с.
10. Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. М.: Наука, 1991. 302 с.
11. Богатых И.Я., Ваганов В.И., Голубев Ю.К., Илупин И.П. К вопросу об открытии магматических источников алмазов на Урале // Отечественная геология, 2000. С. 66-69.
12. Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. М.: Госгеолиздат, 1946. 212 с.
13. Болотов А.А. К вопросу о генезисе стронциевых руд Прикамья // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Мат-лы регион. конф./ Перм. ун-т. Пермь, 1997. С. 84-87.
14. Болотов А.А. Магматизм Уфимского вала // Геология Западного Урала на пороге XXI века: Материалы региональной научной конференции / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С.52-56.
15. Боткунов А.И., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П. Минеральные включения в гранатах из кимберлитов Якутии // Зап.Всесоюз. мин. о-ва. 1983. Вып.3, ч. 112. С. 311-324.
16. Братусь М.Д., Зинчук Н.Н., Кроузе Г.Р. и др. Условия кристаллизации и изотопная природа серы, углерода и кислорода сульфидно-кальцитовая ассоциации в трубке Удачная (Якутия) // Геохимия, 1998. № 3. С. 264-270.
17. Буланова Г.П., Лескова В.Н., Павлова Л.А. Зональное распределение и эволюция состава сингенетичных включений в алмазе // Физические свойства и минералогия природного алмаза. Якутск, 1986. С. 45-83.
18. Ваганов В.И., Иванкин П.Ф., Кропоткин П.Н., и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. М.: Недра, 1985. 200 с.
19. Васильев Л.А., Белых З.П. Алмазы, их свойства и применение. М.: Недра, 1983. 101 с.
20. Ветрин В.Р., Богданова А.Н., Полежаева Л.И. Состав и происхождение магнитных шариков из гранитоидов и метаморфических пород Кольского полуострова // Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986. С. 220-230.
21. Ветчианов В.А., Конев П.Н. Условия образования такатинской свиты западной части Красновишерского района и предварительные данные об ее алмазности // Геология и условия образования алмазных месторождений Труды II Всесоюз. совещ. по геол. алмазн. месторожд. Пермь: Перм. книж. изд-во, 1970. С. 224-231.

22. Включения в алмазе и алмазоносные породы /Под ред. А.С. Марфунина. М.: Изд-во МГУ, 1991. 240 с.
23. *Владимиров Б.М., Костровицкий С.И., Соловьева Л.В. и др.* Классификация кимберлитов и внутреннее строение кимберлитовых трубок. М.: Наука, 1981. 136 с.
24. *Галимов Э.М.* Вариации изотопного состава алмазов и их связь с условиями алмазообразования //Геохимия, 1984, №8. С. 1091-1117.
25. *Галимов Э.М., Боткунов А.И., Банникова Л.А. и др.* Изотопный состав углерода газа и битумоида газовой-жидких включений в гранате из кимберлита трубки «Мир» // Геохимия. 1987. С. 436-437.
26. *Галимов Э.М., Захарченко О.Д., Мальцев К.А. и др.* Изотопный состав углерода алмазов из кимберлитовых трубок Архангельской области // Там же. 1994, №1. С.67-73.
27. *Галимов Э.М., Каминский Ф.В., Ивановская И.Н.* Исследование изотопного состава углерода алмазов Урала, Тимана, Саян, Украины и других районов // Там же. 1978. №3. С. 340-349.
28. *Галимов Э.М., Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Шеманина Е.И., Мальцев К.А.* Изотопный состав углерода алмазов, содержащих минеральные включения, из россыпей Северного Урала // Там же. 1989. №9. С. 1363-1370.
29. *Галимов Э.М., Уханов А.В.* Природа карбонатного компонента кимберлитов // Там же. 1989. № 3. С. 337-348.
30. *Гаранин В.К.* Введение в минералогия алмазоносных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1989. 200 с.
31. *Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А.* Включения в алмазе и алмазоносные породы. М.: Изд-во МГУ, 1991. 240 с.
32. *Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Сошкина Л.Т.* Ильменит из кимберлитов. М.: Изд-во МГУ, 1984. 240 с.
33. Геологический словарь. М.: Недра, 1978. С. 158.
34. Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966. Т. 3. 858 с.
35. *Гецен В.Г.* Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 172 с.
36. *Гневушев М.А., Шеманина Е.И.* Некоторые особенности уральских алмазов и их возможные первоисточники. //Минералы изверженных пород и руд Урала. Л.: Наука, 1967. С. 27-40.
37. *Годовиков А.А.* Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
38. *Голубева И.И., Махлаев Л.В.* Интрузивные пирокластиты Севера Урала. Сыктывкар, 1994. 98 с.
39. *Горный В.И.* Геодинамика Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ (по данным дистанционного геотермического метода) //Региональная геология и металлогения, № 12, 2000. С.76-86.
40. *Джейкс А., Луис Дж., Смит К.* Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.
41. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966. Т. 3. 316 с.
42. *Дмитриенко Г.Г.* Минералы платиновой группы альпинотипных ультрамафитов. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 134 с.
43. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
44. *Дремин А.Н., Бреусов О.Н.* Химия ударного сжатия //Природа. 1971. № 12. С. 11-18.
45. *Дэна Дж., Дэна Э.С., Пэлач Ч.* Система минералогии. М.: Изд-во ин. лит., 1954. Т. II, полутом 2. 590 с.
46. *Евзикова Н.З.* Поисковая кристалломорфология. М.: Недра, 1984. 143 с.
47. *Езерский В.А.* Ильменит и продукты его замещения из алмазоносных отложений Красновишерского района //Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Сб. науч. статей/ Перм. ун-т. Пермь, 2001. С. 86-93.

48. *Ефимова Э.С., Соболев Н.В., Поспелова Л.Н.* Включения сульфидов в алмазах и особенности их парагенезиса // Зап. Всесоюз. мин. о-ва, 1983. Вып.3, ч. 112. С. 300-310.
49. *Жарков В.А., Мальков Б.А.* Кимберлитовые стекла и проблема кимберлитового вулканизма в южных районах Республики Коми // Петрография на рубеже XXI века: Мат-лы. II Всерос. петрограф. совещ. Сыктывкар, 2000. С. 59-61.
50. *Жуков В.В.* Минералогические особенности туффзитов Волынского месторождения алмазов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Сб. науч. статей / Перм. ун-т. Пермь, 2001. С. 76-86.
51. *Жуков В.В., Лукьянова Л.И., Остроумов В.Р.* Минералогия алмазоносных вулкани-тов Урала // Минералогия Урала: Мат-лы III регион. совещ. Миасс: Имин УрОРАН, 1998. Т. 1. С. 116-118.
52. *Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Мельник Ю.М., Мовчан Ю.М.* Вторичные минералы кимберлитов. Киев: Наукова думка, 1987. 248 с.
53. *Зубарев Б.М.* Дайковый тип алмазных месторождений. М.: Недра, 1989. 183 с.
54. *Ибламинов Р.Г.* Глубинное строение и алмазоносность Западного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Сб. науч. статей / Перм. ун-т. Пермь, 2000. С. 74-76.
55. *Ибламинов Р.Г., Лебедев Р.Г.* Геология и полезные ископаемые Коми-Пермяцкого автономного округа. Кудымкар: Коми-Пермяцкое книж. изд-во, 1995. 136 с.
56. *Иванов В.В.* Экологическая геохимия элементов: Справочник. М.: Экология, 1997. Кн. 6. 607 с.
57. *Иванов О.К.* Литаргит с Вишерского Урала // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1973. Вып. 97. С. 50-51.
58. *Иванов О.К.* Минеральные ассоциации Сарановского хромитового месторождения. Екатеринбург: УГГГА, 1997. 123 с.
59. *Иванов О.К., Бушмакин А.Ф.* Уваровит Сарановского хромитового месторождения // Урал. геол. журн. 1998. №1. С. 3-18.
60. *Илалдинов И.Я.* Химический состав и особенности внутренней структуры золота Пашийской площади // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Сб. науч. статей / Перм. ун-т. Пермь, 2001. С. 124-127.
61. *Илушин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И.* Кимберлиты: Справочник. М.: Недра, 1990. 248 с.
62. *Ишков А.Д.* Источники алмазов уральских россыпей // Геология и условия образования алмазных месторождений: Тр. II Всерос. совещ. по геол. алмазн. месторожд. Пермь, 1970. С. 219-223.
63. *Казымов К.П., Красильников Л.И., Штраус В.Г.* Проявление флюидно-эксплозивного магматизма в среднем течении реки Няр // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Сб. науч. статей / Перм. ун-т. Пермь, 2000. С. 94-101.
64. *Казымов К.П., Чайковский И.И.* Генетическая природа гранатов из россыпей Среднего Урала // Алмазоносность Европейского Севера России. Сыктывкар, 1993. С. 130-132.
65. *Каменский И.Л., Толстихин И.Н.* Высокие отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в алмазах: Ограничения на возраст аллювия // Геохимия, 1992. №4. С. 561-569.
66. Карта глубинного строения Земной коры Урала масштаба 1:1000000 / Под ред. Н.Г. Берлянд. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.
67. *Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
68. *Костов И.* Минералогия. М.: Мир, 1971. С. 584.
69. *Костровицкий С.И.* Геохимические особенности минералов кимберлитов. Новосибирск: Наука, 1986. 261 с.
70. *Котельников Д.Д., Конохов А.И.* Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.

71. *Краснова Н.И., Петров Т.Г.* Генезис минеральных индивидов и агрегатов. СПб.: Невский курьер, 1997. 228 с.
72. *Крылова М.Д., Галибин В.А., Крылов Д.П.* Главные темноцветные минералы высокометаморфизованных комплексов. Л.: Недра, 1991. 350 с.
73. *Кузьмин А.М., Иванкин Г.А., Владимирова Е.В.* О природе магнитных шариков из проб-протолок горных пород //Геология и геофизика. 1970. № 10. С. 136-139.
74. *Куллеруд Г.* Обзор современных исследований сульфидных систем //Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1966. Вып. 3. С. 9-71.
75. *Куприянова И.И.* Группа мусковита //Типоморфизм минералов. М.: Недра, 1989. С. 299-312.
76. *Курбацкая Ф.А.* Загадки ксенофоновской свиты //Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья: Мат-лы регион. конф. /Перм. ун-т. Пермь, 1998. С. 90-91.
77. *Курбацкая Ф.А.* Новые данные о составе и генезисе ксенофоновской свиты Северного Урала и Южного Тимана //Вестн. Перм. ун-та. 1999. Вып.3. Геология. С. 25-35.
78. *Курбацкая Ф.А.* Сопоставление геолого-тектонической позиции эксплозивно-инъекционных магматитов Полудова-Колчимского антиклинория, Верхне-Ухтымской антиклинали и Ксенофоновского поднятия // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Мат-лы регион. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 2000. С. 26-32.
79. *Курбацкая Ф.А., Добрынина О.В.* Специфика магматизма Полудова кряжа //Там же Пермь, 1997. С. 69.
80. *Курбацкая Ф.А., Игнатьев Н.А.* Характеристика глинистых минералов пород вендского комплекса Западного склона Среднего Урала //Учен. Зап. Пермск. Ун-та, вып. 5. 1970. С.43-53.
81. *Курбацкая Ф.А., Рыбальченко Т.М.* Предварительная систематика интрузивных пирокластитов западного склона Северного Урала // Геология Западного Урала на пороге XXI века: Мат-лы регион. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 34-40.
82. *Кухаренко А.А.* Алмазы Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 516 с
83. *Кухаренко А.А., Михайлов Б.М., Орлова М.Т.* К минералогии кимберлитов Либерийского щита (Западная Африка) //Советская геология. 1971. № 11. С. 91-103.
84. *Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плеваков А.М. и др.* Новый генетический тип алмазных месторождений. М.: Научный мир, 1999. 228 с.
85. *Лебедев Г.В., Ибраимов Р.Г.* Эндогенная минерагения Колчимской и Тулым-Парминской антиклиналей //Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Мат-лы регион. конф. /Перм. ун-т. Пермь, 1997. С. 101-103.
86. *Лукьянова Л.А., Лобкова Л.П., Маревичев А.М.* Коренные источники алмазов на Урале //Региональная геология и металлогения. ВСЕГЕИ, 1997, № 7. С. 88-97.
87. *Лукьянова Л.И., Жуков В.В., Кириллов В.А. и др.* Субвулканические эксплозивные породы Урала – возможные коренные источники алмазных россыпей //Там же. 2000, № 12. С. 134-157.
88. *Лукьянова Л.И., Лобкова Л.П., Шаденков Е.М.* Перспективы алмазоносности европейского северо-востока России в свете новых данных о коренной алмазоносности Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока России: Мат-лы XIII Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар, 1999. С. 52-54.
89. *Магматические горные породы.* М.: Наука, 1983. Т.1. 367 с.
90. *Макеев А.Б.* Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. С. 98-116.
91. *Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И., Костянов А.И.* Минералогия платиноидов из аллювия бассейна реки Печора //Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Мат-лы Всерос. конф. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 75-77.
92. *Макеев А.Б., Макеев Б.А.* Новые данные об алмазах и минералах-спутниках Тимана. Сыктывкар, 2000. 32 с.

93. *Макеев А.Б., Осовецкий Б.М., Черепанов Е.Н., Наумов В.А.* Минералы-спутники алмаза месторождений Рассольнинское и Вольнка (Пермская область, Россия) // Геология рудных месторождений, 1999. Т. 41. № 6. С. 527-545.
94. *Макеев А.Б., Осовецкий Б.М., Черепанов Е.Н., Наумов В.А.* Типоморфизм золота песчаных туффзитов Красновишерского района. //Геология Западного Урала на пороге XXI века: Мат-лы регион. науч. конф. /Перм. ун-т. Пермь, 1999. С.99-103.
95. *Макеев А.Б., Перевозчиков Б.В., Афанасьев А.К.* Хромитоносность Полярного Урала. Сыктывкар, Институт геологии, 1992. 152 с.
96. *Макеев А.Б., Рыбальченко А.Я., Дудар В.А. и др.* Новые перспективы алмазоносности Тимана // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Мат-лы XIII Геол. съезда Республики Коми. Сыктывкар, 1999. Т. II. С.63-66.
97. *Малахов И.А.* Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 222 с.
98. *Малахов И.А., Зильберман А.М., Чернышова Е.М.* Изучение состава типоморфных минералов из ультраосновных вулканитов, терригенных толщ и россыпей на западном склоне Среднего Урала /Тр. ЦНИГРИ, 1980. Вып. 153. С. 96-108.
99. *Малиновский Ю.И., Дорошев А.М., Годовиков А.А.* Устойчивость гранатов серии пироп–гроссуляр–кноррингит–уваровит при T=1200°C и P=30кбар /Тезисы 9 Всесоюзного совещания по экспериментальной минералогии. Иркутск СО АН СССР, 1973. С.18-20.
100. *Мальков Б.А., Холопова Е.Б.* Трубки взрыва и алмазоносные россыпи Среднего Тимана. Сыктывкар, Геопринт, 1995. 52 с.
101. *Мелкомужов В.В., Петухов С.Н., Тетерин И.П.* Тектоническое строение и закономерности размещения алмазоносности Полудово-Колчимского поднятия //Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Сб. науч. статей /Перм. ун-т. Пермь, 2001. С. 74-76.
102. Месторождения алмазов СССР, методика поисков и разведки. М.: ЦНИГРИ, 1984. Ч.1. 436 с.
103. *Милашев В.А.* Кимберлиты и глубинная геология. Л.: Недра, 1990. 167 с.
104. *Милашев В.А.* Трубки взрыва. Л.: Недра, 1984. 268 с.
105. Минералогия Урала: Элементы. Карбиды. Сульфиды. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 22-53.
106. Минералы / Справочник. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т.1. С. 219-224.
107. Минералы благородных металлов: Справочник / О.Е. Юшко-Захарова В.В. Иванова, Л.Н. Соболева и др. М.: Недра, 1986. 272 с.
108. *Москалева С.В.* Гипербазиты и их хромитоносность. Л.:Недра, 1974. -279 с.
109. *Мочалов А.Г., Дмитриенко Г.Г.* Минералогия платиноидов альпидных ультрамафитов //Петрология гипербазитов и базитов. Новосибирск: Наука; СО РАН, 1990. С. 144-166
110. *Некрасов И.Я., Щека С.А., Ленников А.М. и др.* Сравнительный петрографо-минералогический анализ платиноносных массивов юго-востока Алданского щита, острова Феклистова и Сихотэ-Алиня //Платина России: Сб. науч. тр. М.: АО «Геоинформ-марк», 1994. С. 165-174.
111. *Нельзин Л.П.* «Железные шляпы» остаточных кор выветривания над проблематичными магматическими породами Западного склона Урала //Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Мат-лы регион. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1997. С.69-72.
112. *Нельзин Л.П.* Возможные источники платины на западе Пермской области в бассейне рек Косы, Весляны и Кужвы //Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Мат-лы науч. конф. Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 115-118.
113. *Нельзин Л.П., Корелин Г.П., Савченко С.В., Захарова Т.И.* Первые находки коренных выходов кимберлитовых пород и проблематичных трубок взрыва в бассейне верхнего течения р.Кама на восточной окраине Русской платформы // Геология Западного

- Урала на пороге XXI века: Мат-лы регион. науч. конф. /Перм. ун-т. Пермь, 1999. С.57-63.
114. *Новгородова М.С.* Самородные металлы в земной коре и их минеральные ассоциации //Минералогия. Докл. 27-го МКК. М.: Наука, 1984. С. 106-111.
115. *Озима М., Зашу.Ш.* Первичное отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в земных алмазах и проблема происхождения инертных газов в планетах земной группы //Геохимия и космохимия. Доклады 27-го МКК. М.: Наука, 1984. С. 87-94.
116. *Орлов Д.М., Линнер Г.Н., Орлова М.Н.* Петрохимия магматических формаций. Л.: Недра, 1991. 229 с.
117. *Орлов Ю.Л.* Минералогия алмаза. М.: Наука, 1973. 224 с.
118. *Остроумов В.Р.* Минералого-петрологические особенности и генетическая модель алмазного месторождения Волынка Верхне-Камского региона //Геология и разведка месторождений полезных ископаемых: Сб. науч. тр. / Южно-Российс. техн. ун-т. Новочеркасск: 1999. С. 130-140.
119. *Пальянов Ю.П., Сокол А.Г., Борздов Ю.М., Соболев Н.В.* Экспериментальное исследование процессов кристаллизации алмаза в системах карбонат-углерод в связи с проблемой генезиса алмаза в магматических и метаморфических породах //Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1780-1792.
120. *Панеях Н.А.* Магматические серии гипербазитов, выделяемые по составу хромшпиннели //Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм, М.: Наука, 1989.
121. *Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.
122. *Плескова М.А.* Рутил //Типоморфизм минералов: Справочник. М.: Недра, 1989. С. 392-396.
123. *Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Соболев В.С., Лаврентьев Ю.Г.* Ксенолит алмазоносного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия). Докл. АН СССР. 1976. Т. 221. № 2. С. 438-441.
124. *Рехарский В.И., Диков Ю.П., Долин С.П., Мухин Л.М., Герасимов М.В.* Особенности дифференциации вещества протокры и начальный рудогенез // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С. 117-127.
125. *Рыбальченко А.Я.* Геологическая модель алмазоносных флюидизатно-эксплозивных структур уральского типа // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Мат-лы XIII Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар, 1999. Т. IV. С. 109-111.
126. *Рыбальченко А.Я.* Модель алмазоносных флюидизатно-эксплозивных структур уральского типа // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений: Тез. докл. Междунар. науч.-практич. Конф. Симферополь-Судак, 1999. С. 158-163.
127. *Рыбальченко Т.М.* О специфическом характере алмазоносного вулканизма Поллодова Кряжа // Там же. С. 170-171.
128. *Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др.* О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Докл. РАН, 1997. Т. 353, № 1. С. 90-93.
129. *Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Рыбальченко Т.М.* О новом типе магматизма как возможном источнике уральских алмазов // Моделирование геологических систем и процессов: Мат-лы регион. конф. /Перм. ун-т. Пермь, 1996. С.11-113.
130. *Рыбальченко А.Я., Рыбальченко Т.М.* Предварительная модель локализации и формирования коренных алмазоносных объектов уральского типа // Геология и полезные ископаемые Зап. Урала: Мат-лы регион. конф. /Перм. ун-т. Пермь, 1997. С. 100-101.
131. *Рыбальченко Т.М.* Петрографическая характеристика алмазоносных магматитов Поллодова кряжа // Вестн. Перм. ун-та. 1997. Вып. 4. Геология. С. 43-52.
132. *Рыбальченко Т.М.* Характеристика алмазоносных туффизитов Поллодова кряжа //Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. Сыктывкат: Геопринт, 1998. С. 144-146.
- 133.

134. Свойства неорганических соединений. Справочник. Л.: Химия, 1983. 392 с.
135. *Силаев В.И.* Необычные кварцин-кварцевые секрети в интрузивных пирокластитах Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Сб. науч. статей/ Перм. Ун-т. Пермь, 2001. С. 93-100.
136. *Соболев В.С.* Новая опасность дезинформации в результате засорения проб посторонними минералами и техническими продуктами // Зап. Всесоюз. мин. о-ва. 1979. № 6. С. 691-695.
137. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск.: Наука, 1974. 264 с.
138. *Соболев Н.В.* Гранаты // Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. С. 328-340.
139. *Соболев Н.В., Галимов Э.М., Смит К.Б. и др.* Сравнительная характеристика морфологии, включений и изотопного состава углерода алмазов аллювиальных отложений Кинг Джордж Ривер и лампроитового месторождения Аргайл // Геология и геофизика, № 12. 1989. С.3-18
140. *Соболев Н.В., Гневушев М.А., Михайловская Л.Н., Футергендлер С.И., Шеманина Е.И., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н.* Состав включений гранатов и пироксенов в уральских алмазах // Докл. АН СССР, 1971. т. 198, № 1. С.190-193.
141. *Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В.* Особенности состава хромшпинелидов из алмазов и кимберлитов Якутии. // Геология и геофизика. № 11. 1975. С. 7-23
142. *Соколов Б.Н.* Образование россыпей алмазов. М.: Наука, 1982. 96 с.
143. *Софронович П.А.* Западн-Уральская внешняя зона складчатости // Геология СССР. М., 1969. Т. 12, кн. 2. С. 37-40.
144. *Спецус З.В., Серенко В.П.* Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М.: Наука, 1990. 272 с.
145. *Трофимов В.С.* Геология месторождений природных алмазов. М.: Недра, 1980. 304 с.
146. *Трушкова Н.Н., Кухаренко А.А.* Атлас минералов россыпей. М.: ГНТИ, 1961. С. 436.
147. *Устинов В.И., Уханов А.В., Гаврилов Е.Я.* Изотопный состав кислорода минеральных ассоциаций на стадиях становления кимберлитов // Геохимия. 1994. №1. С. 144-148.
148. *Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д.* Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 268 с.
149. *Фон-дер-Флаас Г.С.* Гранулированные базальты, карбонатиты и туффзиты в рудных полях Ангарской провинции // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Мат-лы науч. конф. Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 54-56.
150. *Фрондел Дж.* Минералогия Луны. М.: Мир, 1978. 334 с.
151. *Харрис П., Кеннеди У., Скарф К.* Соотношение вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава горных пород / Механизм интрузии магмы. М.: Мир, 1972. С. 160-173.
152. *Харьков А.Д., Богатых М.М., Вишневецкий А.А.* Минеральный состав келифитовых кайм, развитых на гранатах из кимберлитов / Зап. Всесоюз. мин. о-ва. 1988. Ч. 117, вып. 6. С. 705-713.
153. *Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1995. 348 с.
154. *Харьков А.Д., Квасницина В.Н., Сафронов А.Ф., Зинчук Н.Н.* Типоморфизм алмаза и его минералов-спутников из кимберлитов. Киев: Наукова думка. 1989. 184 с.
155. *Чайковский И.И.* Грязево-вулканические фации алмазоносных кимберлитов Полудово-Колчимского поднятия Северного Урала // Вестн. Перм. ун-та. 1999. Вып. 3. Геология. С. 55-80.
156. *Чайковский И.И.* Кимберлит-карбонатитовая ликвация в вулканиках горы Благодать // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Мат-лы науч. конф. Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 56-59.



157. *Чайковский И.И.* Минералогия алмазоносных флюидизитов Полудовско–Колчимского поднятия Северного Урала //Минералогия Урала. Мат-лы III регион. совещ. Миасс: Имин УрО РАН, 1998. Т.2. С. 151-153.
158. *Чайковский И.И.* Минералого-генетическая классификация флюидно-магматических пород алмазоносных районов Среднего и Северного Урала //Петрография на рубеже XXI века: Мат-лы II Всерос. петрограф. Совещ. Сыктывкар, 2000. Т. 4. С. 211-213.
159. *Чайковский И.И.* Модель формирования алмазоносных грязевых вулканитов Полудово-Колчимского поднятия Северного Урала //Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений: Междунар. науч.-практ. конф. Симферополь, 1999. С. 165
160. *Чайковский И.И.* Модель формирования алмазоносных пород Северного и Среднего Урала //Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез. Докл. VI Урал петрограф. совещ. Екатеринбург, 1997. С. 161-162.
161. *Чайковский И.И.* О типоморфных особенностях пиропов из россыпей Среднего Урала //Геология: Мат-лы XXVI Всесоюз. науч. студ. конф. / Новосибир. ун-т. Новосибирск, 1988. С. 37-42.
162. *Чайковский И.И.* Петрогенезис алмазоносных отложений Северного Урала //Проблемы петрогенезиса и рудообразования: Тез. докл. науч. конф. «Чтения А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. С. 161-164.
163. *Чайковский И.И.* Преобразование хромсодержащих минералов в алмазоносных пирокластитах Северного Урала //Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Сб. науч. статей. Перм. ун-т. Пермь, 2000. С. 118-131.
164. *Чайковский И.И.* Природа алмазоносной магмы Северного Урала //Там же. С. 80-87
165. *Чайковский И.И.* *Чайковская Е.В.* Типоморфизм сульфидов железа из алмазных пирокластитов Северного Урала //Там же. С. 109-118.
166. *Чайковский И.И.* Природа морфологии алмазов уральского типа и ее типоморфное значение //Вестн. Перм. ун-та. Вып 4, Геология. 1997. С. 67-74.
167. *Чайковский И.И.* Тектоника и магматизм южной части Ляпинско-Кутимского мегантиклинория // Там же. 1997. С. 31-42.
168. *Чайковский И.И.* Типизация алмазоносных флюидно-эксплозивных образований Северного Урала // Там же 1997. С. 67-74.
169. *Чайковский И.И.* Типизация эксплозивных структур //Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья: Мат. рег. науч. конф. /Перм. ун-т. Пермь, 1998. С. 14-18.
170. *Чайковский И.И.* Самородные минералы алмазоносных туфов Полудовско–Колчимского поднятия и их генетическое значение //Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Мат-лы XIII Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар, 1999. Т. VI. С. 129-132.
171. *Чайковский И.И.* Специфика алмазоносных образований Западного Урала //Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов: Мат-лы Всерос. конф. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 150-153.
172. *Чайковский И.И.* Типизация, минералого-петрологическая модель формирования и формационная принадлежность алмазоносных грязевых вулканитов Полудово–Колчимского поднятия //Геология Западного Урала на пороге XXI века: Мат-лы регион. науч. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1999. С. 43-51.
173. *Чайковский И.И.* Типоморфизм минералов Рассольнинского месторождения алмазов //Геология и полезные ископаемые Западного Урала: МатРег.. науч. конф. Пермь, 1997.
174. *Чайковский И.И.* Флюидно – эксплозивные структуры Рассольнинского месторождения алмазов на Северном Урале //Гранитоидные вулcano–плутонические ассоциации: петрология, геодинамика, металлогения: Информ. мат-лы Всерос. совещ. Сыктывкар: Геопринт, 1997. С. 32-33.
175. *Чайковский И.И., Морозов Г.Г., Тетерин И.П.* Структурно – геологическая природа тиллитовидных пород р. Чурочной //Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Мат-лы регион. науч. конф. Пермь, 1997.

176. *Чайковский И.И., Пачин П.М., Козлов А.И., Корицунов А.А.* Особенности строения тел грифонной стадии алмазоносных пирокластитов Западного Урала // Там же. Пермь, 2000. С. 91-93.
177. *Чочиа. Н.Г.* Геологическое строение Колво-Вишерского края // Тр. ВНИГРИ. 1955. Вып. 91. 403 с.
178. *Чумаков А.М., Эсмонтович И.А.* О гидротермально-метасоматически-флюидной гипотезе образования алмазов Красновишерского района // Проблемы геологии Пермского Урала и Приуралья: Мат. регион. науч. конф. / Перм. ун-т. Пермь, 1998. С. 57-59.
179. *Чухров Ф.В.* Коллоиды в Земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 672 с.
180. *Шеманина Е.И.* Алмаз // Минералогия Урала: Элементы, карбиды, сульфиды. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 118-138.
181. *Шеманина Е.И., Богомольная Л.С.* Включения в уральских алмазах и вероятный тип их первоисточников // Тр. ЦНИГРИ. 1980. Вып. 153. С.89-95.
182. *Шлыков В.Г.* Использование структурных характеристик глинистых минералов для оценки физико-химических свойств дисперсных грунтов // Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геоэкология. 2000. № 1. С. 43-52.
183. *Шуколюков Ю.А., Плеваков А.М. и др.* Изотопный состав гелия в алмазоносных метаморфических породах Северного Казахстана // Геохимия. 1996. №1. С. 22-35.
184. *Шурубор Ю.В.* Западноуральские минералы-индикаторы алмазоносности: неконформистские попытки решения проблемы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: Мат-лы науч. конф. / Перм. Ун-т. Пермь, 1999. С. 32-35.
185. *Шурубор Ю.В.* Об эксплозивных брекчиях ультраосновных щелочных базальтоидов на Западном склоне Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177, №4. С. 917-920.
186. *Шурубор Ю.В.* Статистическая обработка данных шлихового опробования с целью выявления минералов-спутников алмаза (на примере одного из алмазоносных районов Среднего Урала) // Советская геология. 1965. №5. С. 115-125.
187. *Dreibus et al.* The role of carbon dioxide in the generation and emplacement of kimberlite magmas: new experimental data on CO<sub>2</sub> solubility // Extended Abstr. VI Int. Kimberlite Conf. Novosibirsk, 1995. P. 138-140.
188. *Haggerty S.E., Hardie R.B., McMahon B.M.* The mineral chemistry of ilmenite nodule associations from the Monastery diatreme // The mantle sample: incursions in kimberlites and other volcanics. Amer. Geophys. Union. Washington, 1979. P.245-249.
189. *Harris D.C., Carbi L.J.* The nomenclature of the natural alloys of osmium, iridium and ruthenium based on new compositional data of alloys from World-wide occurrences // Can. Miner. 1973. V. 12. P. 104-112.
190. *Heerden L.A., Boyd S.R., Pillinger C.T.* The carbon and nitrogen isotope characteristics of Argyle and Ellendale diamonds // Sixth International Kimberlite Conference: Extended abstracts. Novosibirsk, 1995. P.225-227.
191. *Mitcell R.H., Bergman S.C.* Petrology of lamproites. Plenum press. N.Y.; L, 1991.
192. *Moore R.O., Gurney J.J.* Pyroxene solid solution in garnets included in diamond // Nature. Vol.318. 1985. P. 553-555.
193. *Ozima M., Zashu S.* Primitive helium in diamonds // Science. 1983. Vol. 219. P. 1067-1068.
194. *Pupin J.P.* Zircon and Granite Petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207-220.

## Содержание

Предисловие .....	3
Введение .....	4
Тектоно-петрологическая характеристика алмазоносных пирокластитов Северного Урала	
Тектоническое положение Уральской алмазоносной провинции .....	9
Тектоническое строение Полюдово-Колчимского поднятия и структурно-геологическая позиция алмазных месторождений .....	15
Морфология и типизация тел, сформированных при становлении алмазоносных пирокластитов .....	22
Типизация интрузивных пирокластитов Северного Урала и связанных с ними пород .....	47
Фациальная принадлежность пород и типизация взрывных структур .....	58
Минералогия алмазоносных пирокластитов	65
Алмаз .....	67
Гранаты .....	85
Пикроильменит и ильменит .....	102
Хромшпинелиды .....	108
Платинометаллические минералы .....	127
Сульфиды .....	133
Карбонаты .....	168
Фосфаты и минералы редких земель .....	190
Барит .....	209
Хлорит .....	216
Глинистые минералы .....	219
Вторичные минералы хрома и титана .....	232
Кварц и другие оксиды кремния .....	244
Золото и другие самородные металлы .....	249
Взрывные минералы .....	255
Петрология алмазоносных пирокластитов и стадийность их формирования	
Инtratеллурическая стадия .....	276
Магматическая стадия .....	282
Взрывно-гидролизная стадия .....	293
Грязево-гидротермальная стадия .....	302
Метаморфический парагенезис минералов .....	307
Минералы, связанные с гипербазитовыми массивами .....	309
Заключение .....	312
Библиографический список .....	314

Научное издание

**Илья Иванович Чайковский**

**ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ИНТРУЗИВНЫХ  
АЛМАЗОНОСНЫХ ПИРОКЛАСТИТОВ ВИШЕРСКОГО УРАЛА**

Редактор *Л.Г. Подорова*  
Технический редактор *Г.А. Ковальчук*  
Корректор *Г.А. Гусман*  
Компьютерная верстка *Е.В. Чайковская*

ИБ № 234

Лицензия ЛР № 020408 от 16.07.97  
Подписано в печать 09.01.2001. Формат 60x84 1/16.  
Бум. тип. №1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 18,8  
Уч.-изд. л. 18. Тираж 200 экз. Заказ **236**

Издательство Пермского университета  
614000. Пермь, ул. Букирева, 15

Типография Пермского университета  
614000. Пермь, ул. Букирева, 15