

ОТЕЧЕСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЯ

№ 1 / 2025

Основан в марте 1933 года

Журнал выходит шесть раз в год

УЧРЕДИТЕЛИ



Министерство природных ресурсов и экологии
Российской Федерации



Российское геологическое общество



Центральный научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор:
А.И.Иванов

Е.А.Наумов (зам. главного редактора),
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
Т.М.Папеско (зам. главного редактора),

Е.М.Аксенов, А.Н.Барышев, А.И.Варламов,
С.С.Вартанян, В.Д.Конкин, А.А.Кременецкий,
С.Г.Кряжев, М.И.Логвинов, Г.А.Машковцев,
И.Ф.Мигачёв, А.И.Черных, А.Ю.Розанов,
Г.В.Седельникова, И.Г.Спиридонов,
В.И.Старостин, Е.Г.Фаррахов, Г.К.Хачатрян

Содержание

МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Серавина Т. В., Кузнецов В. В., Кузнецова С. В., Филатова Л. К., Иваненкова Е. В.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение Рудного Алтая типа VMS на примере Зайцевского рудного поля (Змеиногорский рудный район) 3

Луговская И. Г., Печенкин И. Г., Якушина О. И.

Комплексная переработка сырья – единственный путь к безотходному производству: исторический обзор 22

ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ЛИТОЛОГИЯ

Хачатрян Г. К., Анашкина Н. Е.

Изменчивость условий природного алмазообразования по данным о распределении структурных примесей в объеме кристаллов алмаза 37

Саблуков С. М., Саблукова Л. И.

Некоторые новые «штрихи к портрету» магматизма Зимнебережного кимберлитового района Архангельской алмазоносной провинции (XXI век, первая четверть) 58

Зинчук Н. Н.

Особенности состава основной массы кимберлитов 79

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ

Памяти Александра Ивановича Донца 104

Памяти Николая Викторовича Бондаренко 105

Редакция: *Т. М. Папеско, А. П. Фунтикова*

Компьютерная верстка: *А. Д. Юргина*

Решением Высшей аттестационной комиссии Министерства образования науки Российской Федерации журнал включён в «Перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание учёной степени доктора и кандидата наук»

Свидетельство о регистрации в средствах массовой информации

№ 01217 от 03 июня 1992 г.

Подписано в печать 18.04.2025

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

Телефон: (495) 315-43-65, доб. 272. E-mail: ogeo@tsnigri.ru

Сайт: <https://www.tsnigri.ru/ru/informatsionnye-resursy/izdaniya/zhurnal-otechestvennaya-geologiya.html>

Типография ФГБУ «ЦНИГРИ»

Колчеданно-полиметаллическое оруденение Рудного Алтая типа VMS на примере Зайцевского рудного поля (Змеиногорский рудный район)

Аннотация. Рассмотрены особенности рудовмещающих вулканогенно-осадочных пород и колчеданно-полиметаллического оруденения типа VMS в пределах Зайцевского рудного поля. Рудовмещающие породы относятся к нижней (ранний цикл вулканизма) рудоносной формации – базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной. В пределах Зайцевского рудопоя установлены Зайцевская и Рязановская рудные зоны, в которых выделены колчеданно-полиметаллический, колчеданный, медно-колчеданный и колчеданно-медно-цинковый минеральные типы руд. По текстурным особенностям руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, брекчиевые и массивные. Основная масса сульфидов в стратиформных рудных телах была образована на раннем этапе в результате придонного переотложения. В подчинённом количестве присутствуют сульфиды, образованные гидротермально-осадочным путём и вследствие воздействия новых порций гидротермальных растворов. Также образуются сульфиды, которые развиваются по цементу рудных брекчий и в прожилково-вкрапленных зонах минерализации. Распространение рудных брекчий с текстурами, характерными для брекчий обрушения, свидетельствует о существовании на поверхности морского дна гидротермальной сульфидной постройки, которая отчётливо выделяется в пределах Рязановской рудной зоны.

Ключевые слова: VMS, Рудный Алтай, Зайцевское рудное поле, придонное переотложение.

СЕРАВИНА ТАТЬЯНА ВАЛЕРЬЕВНА, кандидат геолого-минералогических наук, заведующая лабораторией, seravina@tsnigri.ru

КУЗНЕЦОВ ВЛАДИМИР ВЕНИАМИНОВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, начальник отдела, okt@tsnigri.ru

КУЗНЕЦОВА СВЕТЛАНА ВЛАДИМИРОВНА, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, skuznetsova@tsnigri.ru

ФИЛАТОВА ЛЮДМИЛА КОНСТАНТИНОВНА, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, filatova@tsnigri.ru

ИВАНЕНКОВА ЕЛЕНА ВЛАДИМИРОВНА, старший научный сотрудник, ivanenkova@tsnigri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

Pyrite-polymetallic VMS type mineralization of the Rudny Altai on the example of the Zaitsevskoe ore field (Zmeinogorsky ore district)

T. V. SERAVINA, V. V. KUZNETSOV, S. V. KUZNETSOVA, L. K. FILATOVA, E. V. IVANENKOVA
Federal State Budgetary Institution "Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals" (FSBI "TSNIGRI"), Moscow

Annotation. The features of ore-containing volcanogenic sedimentary rocks and pyrite-polymetallic mineralization of the VMS type within the Zaitsevskoe ore field are considered. The ore-bearing rocks belong to the lower (early cycle of volcanism) ore-bearing formation – basalt-containing rhyolite calcareous-siliceous-terrigenous. Within the Zaitsevskoe ore occurrence, the Zaitsevskaya and Ryazanovskaya ore zones were identified, in which pyrite-polymetallic, pyrite, copper-pyrite and pyrite-copper-zinc mineral types of ores were identified. According to the textural features of the ore: interspersed, veined-interspersed, breccia and massive. The main mass of sulfides within the stratiform ore bodies was formed at an early stage – as a result of the processes of seafloor replacement. Sulfides formed by hydrothermal sedimentation and as a result of exposure to new portions of hydrothermal solutions are present in a subordinate amount. Sulfides are also formed, which develop along the cement of ore breccias and in veined-interspersed mineralization zones. The distribution of ore breccias with textures characteristic of collapse breccias indicates the existence of a hydrothermal sulfide structure on the seabed surface, which is clearly distinguished within the Ryazanovskaya ore zone.

Key words: VMS, Rudny Altai, Zaitsevskoe ore field, seafloor replacement.

Фактический материал. Зайцевское рудное поле расположено в юго-восточной части Змеиногорского рудного района Рудноалтайской минералогической зоны (рис. 1), принадлежащей к крупной региональной синклиной структуре (к северо-западному окончанию) – Змеиногорско-Быструшинскому прогибу. Начиная с 1960 г. в рудном поле проводились геологические съёмки масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000, а в 1970–80 годы были выполнены специализированные геолого-геохимические работы. В результате поисковых работ в пределах рудного поля сотрудниками Рязановской партии РАЭ было уточнено геологическое

строение и выявлен ряд перспективных участков, в том числе Зайцевский.

В пределах Зайцевского рудного поля известно Зайцевское рудопоявление, в рамках которого нами выделены две рудные зоны – Зайцевская и Рязановская. Особенности геологического строения рудопоявления приводятся на примере Зайцевской рудной зоны (рисунки 2, 3). Разрез рудопоявления представлен вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами кислого, среднего и основного составов, которые по возрасту и соотношению вулканогенной и осадочной составляющих относятся к нижней (ранний цикл вулканизма)

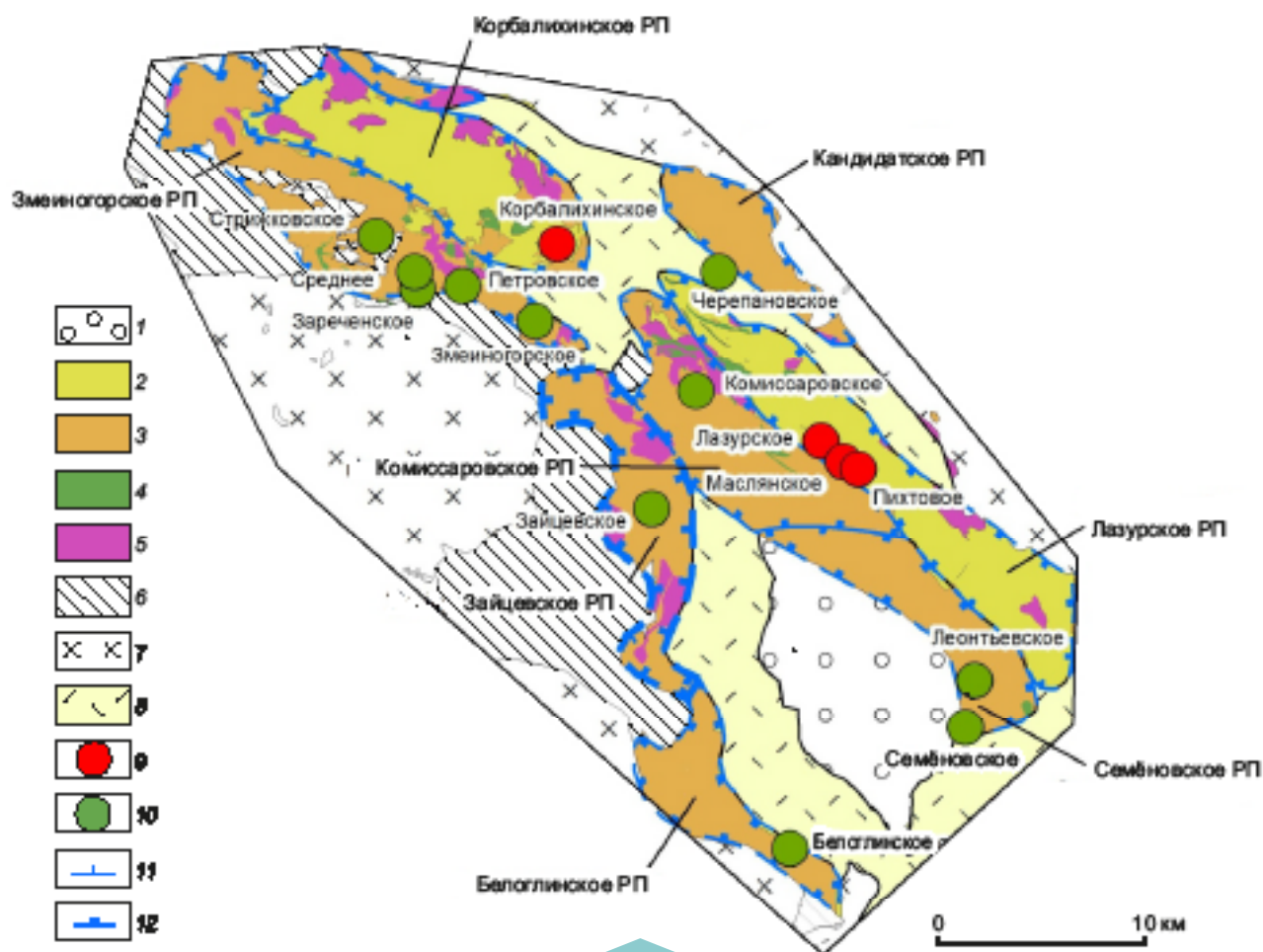


Рис. 1. Схематическая формационная карта центральной части Змеиногорского рудного района:

1–7 – геологические формации: 1 – надрудная без расчленения, 2–3 – рудовмещающие: 2 – базальт-риолитовая кремнисто-терригенная, 3 – базальтсодержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная, 4 – габбро-диабазовая, 5 – риолит-дацитовая субвулканическая, 6 – подрудная известково-терригенная метаморфизованная, 7 – интрузивная габбро-диорит-плагиогранит-гранитовая; 8 – нерасчленённые вулканогенно-терригенные отложения; 9–10 – месторождения и рудопоявления: 9 – медно-свинцово-цинково-колчеданные, 10 – свинцово-цинково-колчеданные; границы: 11 – рудных полей, 12 – Зайцевского рудного поля

рудоносной формации – базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной. Последняя имеет трёхчленное строение [4, 5, 7–9]. Разрез сложен следующими пачками (субформациями): нижняя пачка (соответствует мельничной свите) – туфогенно-осадочная (алевролиты, песчаники, туфопесчаники, гравелиты, туффиты, туфы кислого состава, редко лавы риолитов и их ла-

вобрекчии); средняя пачка (сосновская свита) – риолитовая (риолиты и риодациты, их лавобрекчии, туфы кислого состава, реже игнимбриты кислого состава); верхняя пачка (заводская свита) – туфогенно-алевропесчаниковая (алевропесчаники, алевролиты, часто известковистые, кремнистые, песчаники, гравелиты, прослои туфов кислого состава, туффитов).

Большинство разностей пород в разрезе перечисленных пачек неоднократно описано в ряде публикаций [6, 9, 10, 12, 14–16]. Ниже приводится характеристика наиболее значимых разностей рудовмещающих отложений.

В пределах нижней пачки рудные тела и минерализованные зоны приурочены к *кремнистым туффитам*. Это светло-зеленовато-серые однородные породы, сложенные тонким агрегатом кварца, тонкочешуйчатого хлорита, серицита и в переменном количестве мелкого пирокластического материала (кварц, полевые шпаты, хлоритизированное кислое стекло), содержат небольшое количество разложенного (окисленного) калиевого полевого шпата (рис. 4, А).

В пределах средней пачки рудовмещающими являются *витрокластические туфы риолитов и игнимбриты*. *Витрокластические туфы риолитов* –

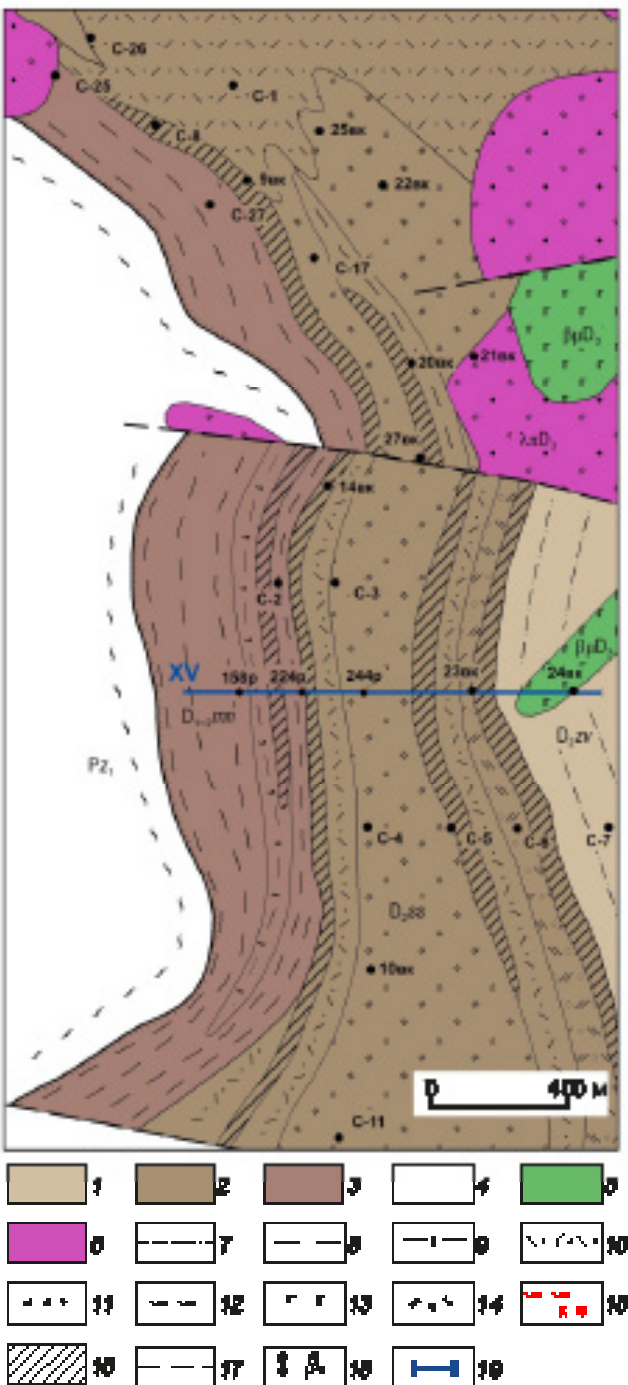


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Зайцевской рудной зоны (центральная часть Зайцевского рудного поля):

1–3 – базальтсодержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная формация, свиты: 1 – заводская (верхняя пачка), D_{2zv} , 2 – сосновская (средняя пачка), D_{2ss} , 3 – мельничная (нижняя пачка), D_{1-2mn} ; 4 – нижнепалеозойские отложения, PZ_1 ; 5 – верхнедевонские субвулканические породы основного состава, $\beta\mu D_3$; 6 – верхнедевонские субвулканические породы кислого состава, $\lambda\mu D_3$; 7 – алевропесчаники; 8 – алевролиты, песчаники, туфопесчаники, гравелиты, туффиты; 9 – кремнистые алевролиты; 10 – туфы (туффиты) кислого состава; 11 – риолиты и риодациты, их лавобрекчии, реже игнимбриты кислого состава; 12 – метапесчаники, сланцы кварц-эпидот-хлоритовые, глинисто-хлоритовые, существенно серицитовые, филлитовые (?); 13 – субвулканические габбро, долериты, габбро-долериты; 14 – субвулканические риолиты, риодациты и их автомагматические брекчии; 15 – околорудные метасоматиты: кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты; 16 – рудные зоны; 17 – разрывные нарушения; 18 – скважины; а – на карте, б – на разрезе; 19 – линия разреза

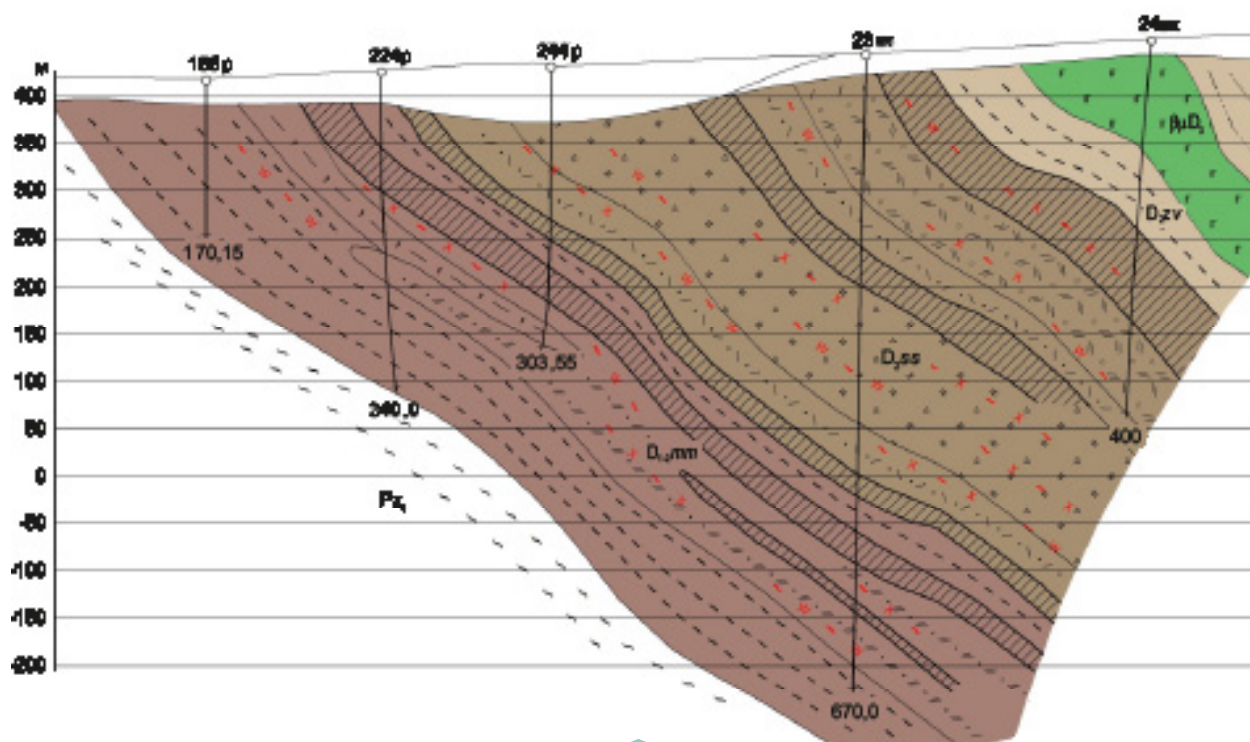


Рис. 3. Геологический разрез через Зайцевскую рудную зону по линии XV:

см. услов. обозн. к рис. 2

это светлоокрашенные породы, плотные, массивные. Содержат подчинённое количество кристаллокластов кварца и полевых шпатов, а также литокластов лав кислого состава. Пепловые частицы выполнены тонким агрегатом кварца и серицита, имеют характерную клиновидную, серповидную, рогульчатую форму (см. рис. 4, Б).

Важное значение в строении разреза пачки имеют *игнимбриты*, которые впервые были выделены в пределах рудного поля. *Игнимбриты* – это кислые вулканиты от светло-зеленовато-серого до тёмно-зелёного цвета. Их характерная особенность – чрезвычайная неоднородность текстур, структур и минерального состава в пределах одного тела (интервала), а также в пределах одного шлифа. От олигофировых риолитов они отличаются присутствием нескольких генераций вкрапленников, присутствием темноцветных минералов, наличием текстур и структур, обусловленных ликвационными процессами (пепловидная, эмульсионная и др.), а также признаками автобрекчирования фенокристаллов и основной массы. Особенностью этих пород является различный характер девитрификации кислого стекла. Так, мы ча-

сто наблюдаем такие микроструктуры стекловатой основной массы, как фельзитовая, сферолитовая, аксиолитовая и др., возникшие в результате изохимической девитрификации. Наряду с этим они тесно сочетаются с участками (фрагментами) стекла разных форм и размеров, нередко с реликтами перлитовой структуры, выполненными хлоритом (в ряде случаев серицитом), образованными в результате аллохимической (аддитивной) девитрификации. Эти породы насыщают весь рудовмещающий разрез, формируют тела разной мощности, содержат прослои, линзы, обломки осадочных и вулканогенно-осадочных пород [18]. Породы имеют ясную порфировую структуру, крупные фенокристаллы поздних генераций сложены «бухтообразным» кварцем (рис. 5, А), часто серицитизированным плагиоклазом, слабо пелитизированным калиевым полевым шпатом. Мелкие вкрапленники раннего кварца часто оскольчатой и идиоморфной форм, ранний плагиоклаз призматической и лейстовидной форм, также интенсивно серицитизированы. Вкрапленники биотита хлоритизированы и неравномерно опацитизированы. Основная масса сложена кварц-полевошпатовым агрегатом

в тонком сростании с тонкочешуйчатым хлоритом или реже светлым серицитом (см. рис. 5, Б).

Верхняя пачка является надрудной по отношению к зонам рудной минерализации рудопроявления. В её составе выделяются алевропесчаники, алевролиты, часто известковистые, кремнистые, песчаники, гравелиты, прослои туфов кислого состава, туффигов.

Важное значение имеют субвулканические и экструзивные тела, слагающие палеовулканы, — крупновкрапленные риолиты, автомагматические брекчии риолитов, а также долериты.

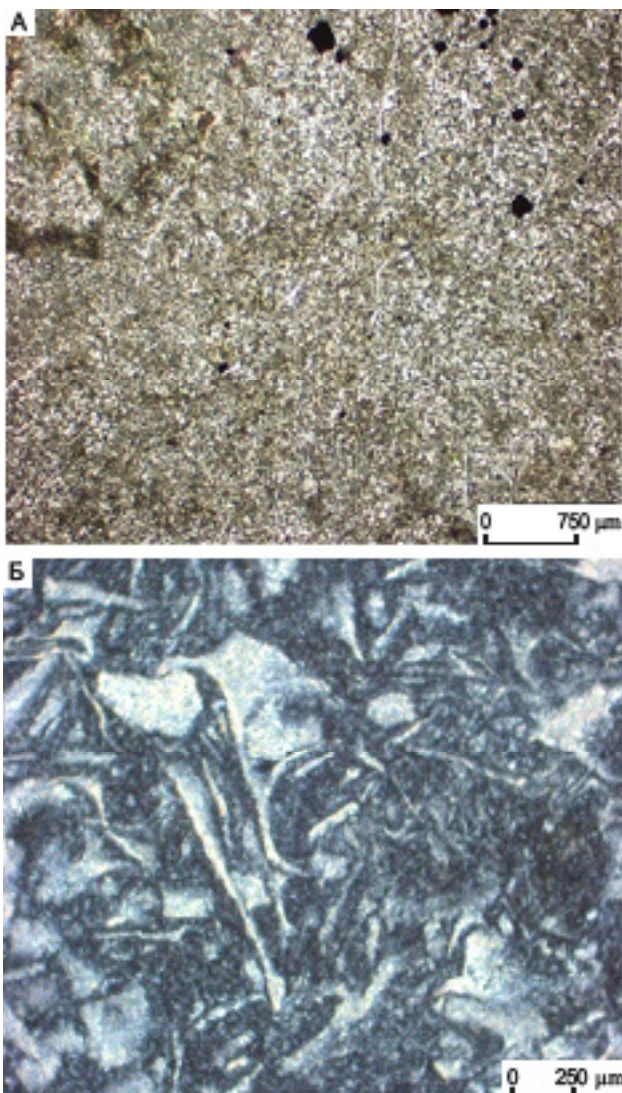


Рис. 4. Рудовмещающие вулканогенные породы:

А — кремнистый туффит; Б — витрокластический туф риолитов

Субвулканические породы кислого состава.

В крупновкрапленных риолитах преобладают крупные вкрапленники (до 5 мм) серицитизированного плагиоклаза, мелкие вкрапленники (до 0,5–1 мм) слабо серицитизированы. Встречаются гламеропорфировые сростки крупных фенокристаллов. Вкрапленники кварца слабо трещиноваты (рис. 6, А). Основная масса метасферолитовая, сложена мелкими округлыми зёрнами кварца, погружёнными в тонкочешуйчатый серицит-хлоритовый цемент. Зёрна полевых шпатов в основной массе слабо серицитизированы. Рудный минерал (магнетит) в виде мелкой вкрапленности приурочен к фенокристаллам серицитизированного плагиоклаза.

Автомагматические брекчии риолитов внешне напоминают кристаллокластические туфы или полимиктовые песчаники, состоят из вкрапленников светлоцветных минералов (не менее 30–40 %), большая часть кристаллов имеет правильные кристаллографические ограничения. Частично вкрапленники автобрекчированы, что наиболее отчетливо выражено для раннего кварца (см. рис. 6, Б). Основная масса довольно однородная микрогранолепидобластовая, слабо брекчирована. Для пород характерно обилие гламеропорфировых сростков светлоцветных минералов, в местах их скопления они внешне практически не отличаются от гранитов.

Субвулканические породы основного состава.

Долериты — породы тёмно-серого, зеленоватого цвета, плотные, мелко-тонкозернистые, порфировой структуры. Вкрапленники выполнены плагиоклазом и клинопироксеном. Последний замещается агрегатом эпидота с тонко распыленным рудным минералом. Вкрапленники клинопироксена замещаются также стильпномелланом, окрашенным в бурый цвет. Минерал обладает очень высоким двупреломлением, при наличии спайности в удлинённых разрезах наблюдается отчетливый плеохроизм. Темноцветный минерал замещается также псевдоморфно хлоритом (центральные зоны кристалла), внешние зоны выполнены эпидотом и цоизитом. Чем меньше размеры кристаллов, тем слабее в них вторичные преобразования. Основная масса имеет офитовую структуру. В интерстициях между кристаллами плагиоклаза располагаются мелкие выделения темноцветного минерала, хлорита и единичные зёрна кварца неправильной формы. Рудный минерал представлен мелкими зёрнами титаномagnetита.

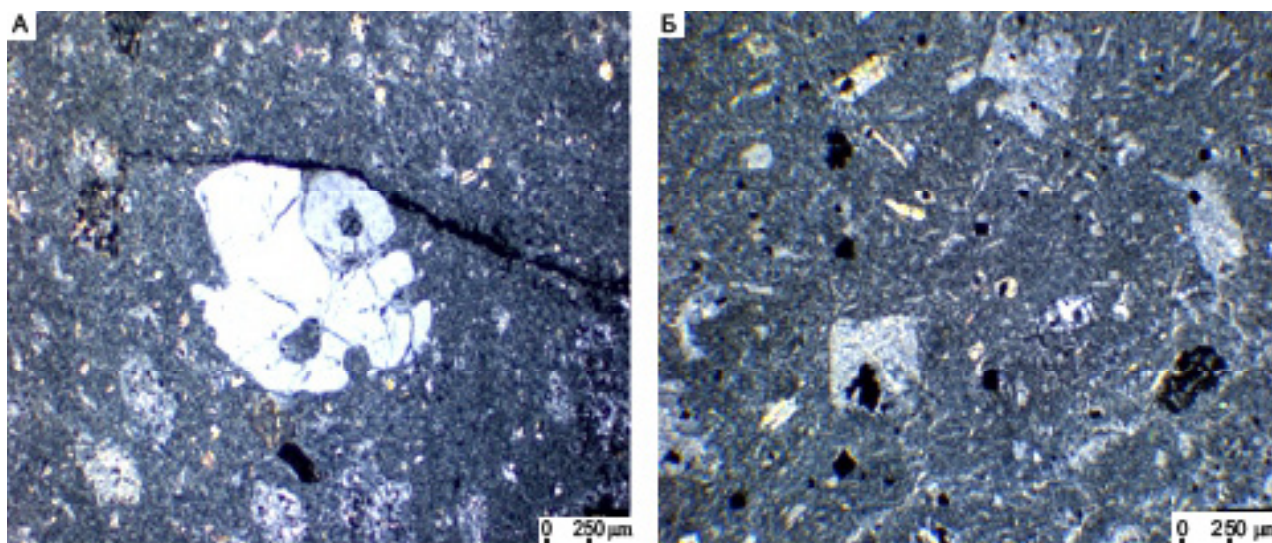


Рис. 5. Игнимбриты:

А – вкрапленники «бухтообразного» кварца; Б – вкрапленники серицитизированного плагиоклаза

Гидротермально-метасоматические изменения пород проявлены неравномерно и наблюдаются в пределах тел игнимбритов, в меньшей мере в основных вулканитах и кремнистых туффитах. Выделяются: серицит-карбонат-хлорит-кварцевые, хлорит-эпидот-карбонатные и серицит-хлорит-кварцевые с кальцитом метасоматиты.

Серицит-карбонат-хлорит-кварцевые метасоматиты (по игнимбритам?) сложены кварц-хлоритовым тонкозернистым агрегатом, содержат мелкие зёрна, гнёзда и полосы мелкозернистого железистого кальцита совместно с бластическим кварцем и кубическим пиритом. Почти со всеми выделениями кварц-серицит-карбонатного

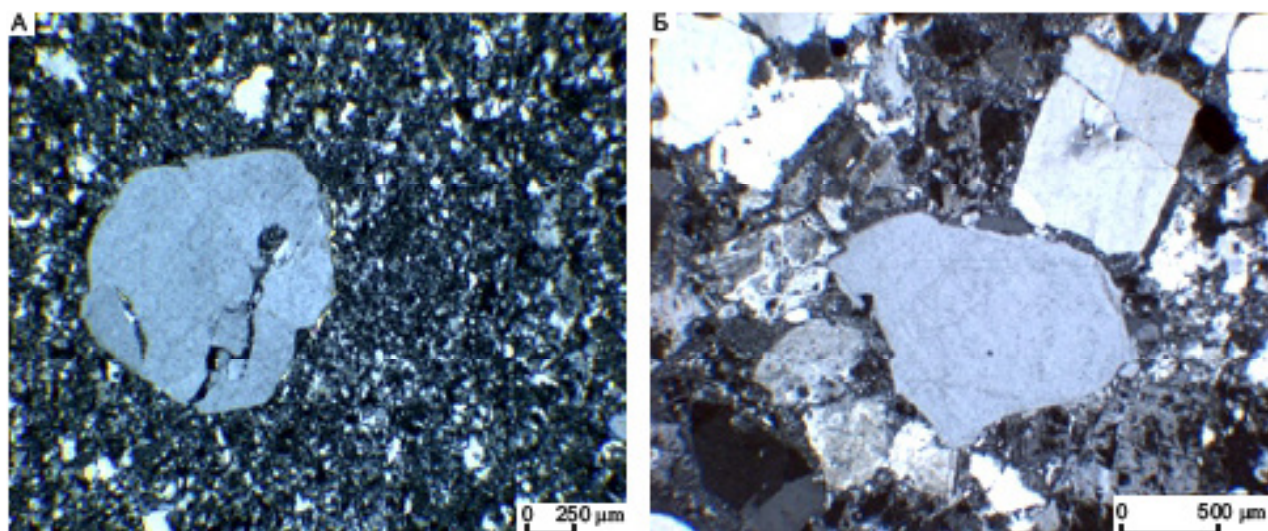


Рис. 6. Субвулканические породы кислого состава:

А – крупновкрапленный риолит; Б – автомагматическая брекчия риолитов

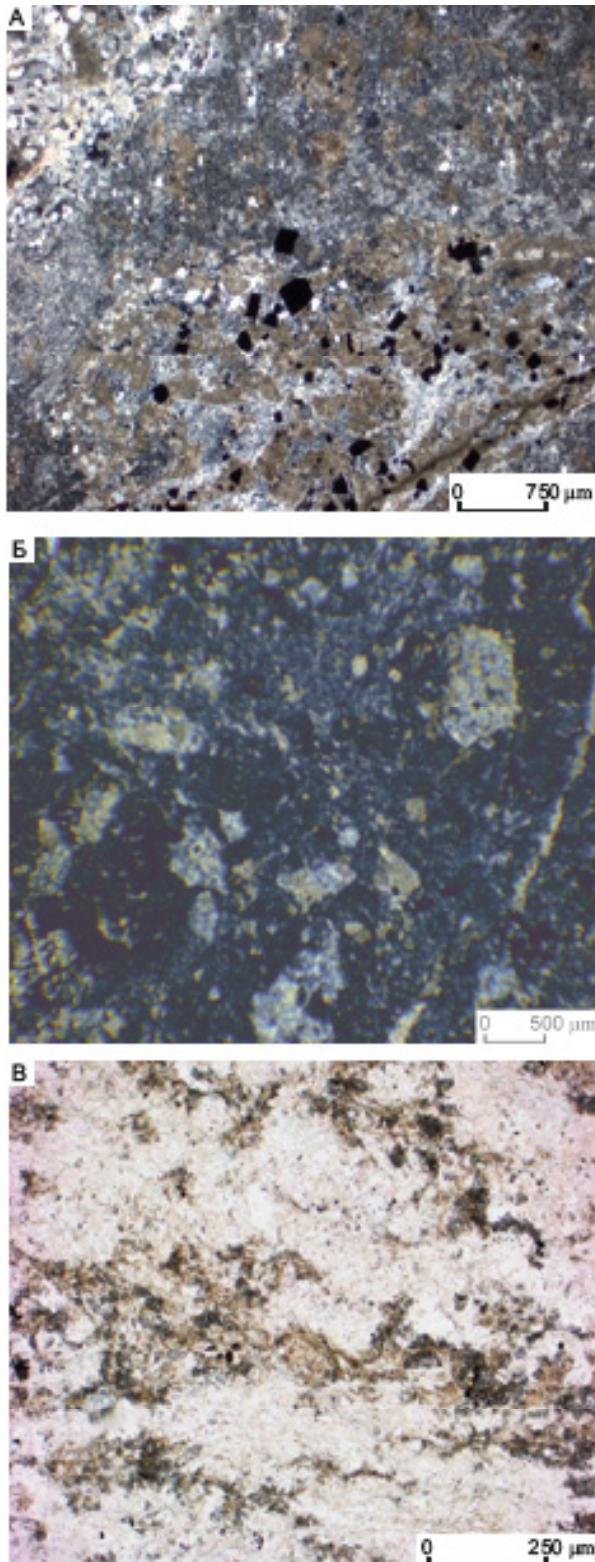


Рис. 7. Метасоматиты:

А – серицит-карбонат-хлорит-кварцевый с пиритом (по игнимбрикам?); Б – хлорит-эпидот-карбонатный (по базальтам); В – серицит-хлорит-кварцевый с кальцитом (по кремнистым туффитам?)

и кварц-карбонатного составов ассоциирует кубический пирит (рис. 7, А). Имеются также тонкие волнистые полосы мелкозернистого железистого кальцита, расположенные субпараллельно и кулисообразно.

В *хлорит-эпидот-карбонатных метасоматитах* по базальтам вкрапленники плагиоклаза карбонатизированы и в меньшей степени эпидотизированы. Темноцветный минерал эпидотизирован и опацитизирован. Основная масса реликтовая интерсертальная и гиалопилитовая (см. рис. 7, Б). В интерстициях между лейстами плагиоклаза располагаются зёрна эпидота. Рудный минерал представлен немногочисленными скелетными кристаллами титаномагнетита и неправильными выделениями окисленного магнетита.

Серицит-хлорит-кварцевые с кальцитом метасоматиты (по кремнистым туффитам?) (см. рис. 7, В) не содержат признаков первичных структур, светло-серые, почти белые, сложены плотным кварцитовидным довольно однородным агрегатом. Волнистая тонкая слоистость (?) проявлена в виде субпараллельных полосок окисленного рудного минерала. Вторичные минералы (серицит и хлорит) образуют тонкие ветвящиеся прожилки и мелкие включения. Отмечаются сквозные прожилки мелкозернистого кальцита и кварца.

Вулканогенные породы в пределах рудного поля характеризуются преобладанием пород кислого состава и незначительным (не более 5 %) содержанием пород основного состава, имеют калиевый профиль. Последнее свидетельствует о том, что продукты кислого вулканизма имеют коровое происхождение.

Осадочные породы согласно модулю Fe / Mn , равному 26,5, относятся к глубоководной фации. Индикатор Ti / Zr равен 26. Его повышенное значение характеризуют пелагические глины и особенно карбонаты, что непосредственно связано с ведущей ролью примеси разрушающихся базитов при образовании терригенной составляющей океанических осадков [17].

Как уже отмечалось выше, в пределах Зайцевского рудопоя выявлены *Зайцевская и Рязановская рудные зоны*, относящиеся к типу VMS. *Зайцевская рудная зона* приурочена к метасоматически изменённым отложениям нижней и средней пачек девонского разреза. По вещественному составу руды медно-свинцово-цинковые (средние содержания: $Cu - 0,42 \%$, $Pb - 1,86 \%$, $Zn - 2,20 \%$, $Ag - 6,12 \text{ г/т}$). Отношение $Cu : Pb : Zn$ в среднем составляют 0,2 : 1,0 : 1,2.

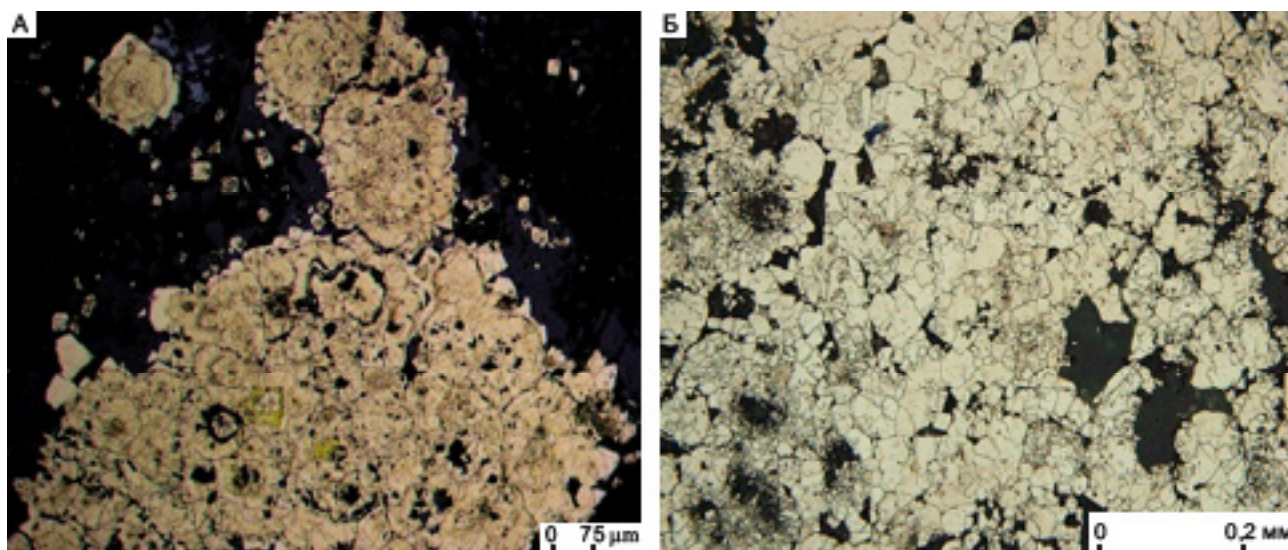


Рис. 8. Морфология выделения пирита:

А – пирит почковидного строения; Б – пирит гранобластовой структуры с реликтами почковидного строения; протравлено концентрированной азотной кислотой

Рязановская рудная зона приурочена к метасоматически изменённым отложениям средней пачки девонского разреза. Руды преимущественно свинцово-цинковые колчедансодержащие (средние содержания (в %): Cu – 0,20, Pb – 1,87, Zn – 4,52).

Крутопадающие минерализованные зоны представлены чередованием линзообразных и пластообразных тел. Выделены следующие минеральные типы руд: колчеданно-полиметаллические, колчеданные, медноколчеданные и колчеданно-медноцинковые. По текстурным особенностям руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные (колчеданно-полиметаллические и колчеданно-медноцинковые); брекчиевые (медно-колчеданные (пирит-халькопиритовые) и сфалеритовые); массивные (колчеданно-полиметаллические с пониженной колчеданной составляющей, колчеданно-медноцинковые и барит-полиметаллические). Все названные минеральные типы руд приурочены к зонам хлоритизации и окварцевания вмещающих пород.

Главные рудные минералы – пирит, сфалерит, галенит и халькопирит – представлены в различных соотношениях в рудах; редкие – вюртцит, блёклые руды, марказит и халькозин; единичные – гёссит, тетрадимит.

Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды имеют колчеданно-полиметаллический и колче-

данно-медно-цинковый составы. Важную роль в понимании генезиса руд играет пирит, представленный несколькими разновидностями [11].

К первой разновидности относятся небольшие скопления пирита почковидного облика. Почка частично раскристаллизована, а в их интерстициях развиваются галенит и халькопирит. С помощью структурного травления было определено колломорфное строение почковидного пирита (рис. 8, А). В рудах присутствует глобулярный пирит в ассоциации с колломорфным. Также при диагностическом травлении раннего пирита в ряде случаев выявлена гранобластовая структура (см. рис. 8, Б).

Вторая разновидность пирита концентрируется вокруг крупных пустотелых каверн в сульфидах, преимущественно в халькопирите. Пирит обычно представлен тонко-мелкозернистым агрегатом аллотриоморфных или гипидиоморфных зёрен (рис. 9, А). Третья разновидность пирита представлена вкрапленниками гипидиоморфных зёрен размером 0,05–0,8 мм. Зёрна пирита катаклазированы, по трещинам, в интерстициях и в качестве оторочек его зёрен развиваются халькопирит (см. рис. 9, Б), галенит, сфалерит.

В зонах пиритовой минерализации концентрация серебра достигает 1,5 г/т, золота – 0,2 г/т, иногда

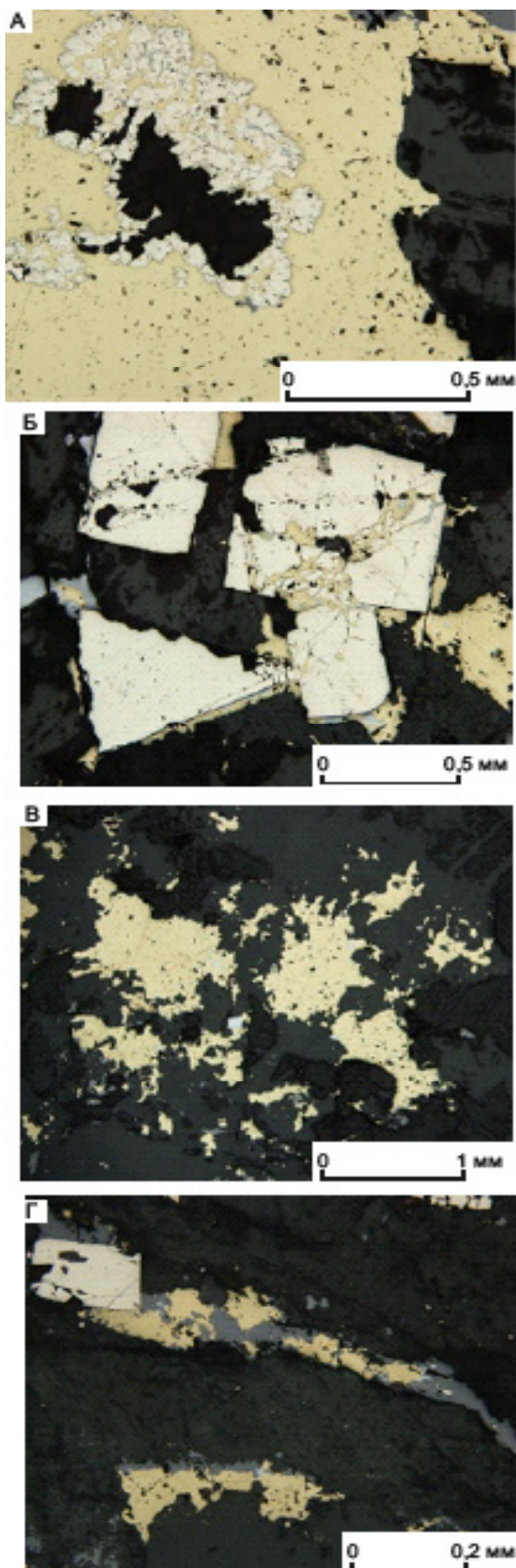


Рис. 9. Морфология выделения пирита, халькопирита и сфалерита:

А – аллотриоморфные скопления пирита в халькопирите; Б – халькопирит развивается по трещинам в пирите; В – выделения халькопирита в интерстициях кальцита; Г – тонкие прожилки сульфидов (сфалерита и халькопирита) в маломощных зонах дробления

повышены содержания мышьяка, теллура, селена, кадмия и висмута.

Сфалерит представляет собой насыщенные эмульсионной вкрапленностью сплошные выделения, которые интенсивно катаклазированы. Вдоль границ крупных выделений развиваются каёмки невыдержанной мощности сфалерита второй генерации. Этот сфалерит характеризуется отсутствием эмульсионной вкрапленности и трещин, интенсивно корродирует и замещает пирит. Этот же сфалерит присутствует в халькопирите в виде многочисленных тонких звёздчатых частиц.

Халькопирит встречается как в единых агрегатах со сфалеритом, пиритом и галенитом, так и в виде самостоятельных выделений. Чаще всего он образует крупные, достигающие нескольких сантиметров сплошные выделения с неровными ветвящимися границами. Выделения содержат заплывшие трещины, халькопирит корродирован хлоритом, что свидетельствует о его образовании близкоодновременно с ранними сульфидами. Кроме того, в рудах присутствуют тонкие агрегаты халькопирита с кальцитом или хлоритом. Это ксеноморфные выделения, развивающиеся в интерстициях нерудных минералов (см. рис. 9, В). Характерны эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите, различной густоты и размеров, заполнение трещин и каймы в пирите и сфалерите, цементация пирита. Вместе с кальцитом халькопирит образует зональные оторочки вокруг выделений сфалерита.

Вюртцит присутствует в виде вrostков в крупных сфалеритовых скоплениях, а также развивается вдоль трещин в сфалерите.

В маломощных зонах дробления и смятия встречаются тонкие прожилки сульфидов, среди которых резко преобладают сфалерит и халькопирит (см. рис. 9, Г).

Галенит ранней генерации в очень небольшом количестве наблюдается в ассоциации с колломорфным пиритом и локализуется в пределах зональных

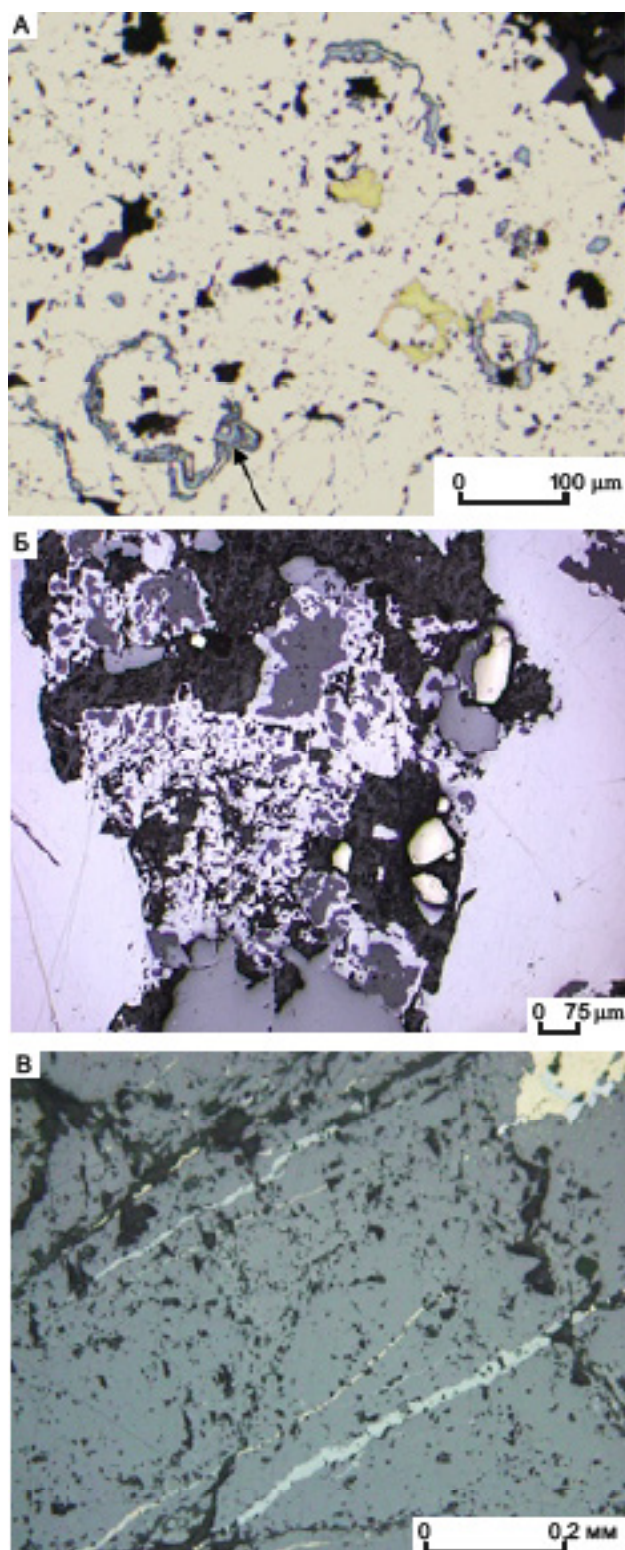


Рис. 10. Морфология выделения галенита и блёклой руды:

А – петельчатые и сплошные выделения галенита; Б – галенит (показан стрелкой) маркирует почки пирита; В – трещины в сфалерите выполнены блёклыми рудами

почек сложного состава (рис. 10, А). Как правило, в рудах распространён галенит более поздней генерации. Для него характерен петельчатый облик (см. рис. 10, Б) или сплошные выделения. Этот галенит корродирует и замещает другие сульфиды, развивается по трещинам, в ряде случаев образует тесные срастания с хлоритом.

Марказит встречается в составе зональных марказит-пиритовых вкрапленников, в которых центральная зона сложена марказитом, а периферическая пиритом. Размер таких выделений составляет 0,2–0,4 мм.

Блёкая руда залечивает вытянутые параллельные трещины в массивных выделениях сфалерита (см. рис. 10, В).

В интервалах развития полиметаллической минерализации повышено содержание серебра до 42 г/т, в рудах постоянно присутствует кадмий, в переменном количестве содержатся селен, теллур и висмут. С блёклыми рудами коррелирует повышение содержаний мышьяка и сурьмы в рудах.

В пределах рудных тел вскрыты *брекчиевые руды* как пирит-халькопиритовые (медноколчеданные), так и сложенные преимущественно сфалеритом.

Пирит-халькопиритовые (медноколчеданные) рудные брекчии состоят из крупных обломков руды и интенсивно серицитизированных пород (рис. 11, А). По своим характеристикам породы отвечают лавобрекчиям. В породах сохранены вкрапленники кварца и серицитизированного полевого шпата, что свидетельствует о кислом составе лавы. Цемент изменённый, серицит-хлоритового состава, при преобладании хлорита. В нём присутствуют мелкие обломки кварца и рудных минералов.

Обломки сульфидов в брекчии размером от нескольких миллиметров до 2 см. Встречаются угловатые и окатанные разности. Крупные обломки катаклазированы.

Сфалеритовые брекчиевые и массивно-брекчиевые руды: брекчии с обломками сфалерита (см. рис. 11, Б) образуют прослои среди вмещающих пород. Мощность прослоев достигает 50 см, массивно-брекчиевых руд – до 20 см. В отдельных случаях количество обломков сфалерита достигает 95 %. Единичные обломки представлены алевролитами. Сортировка и окатанность материала различная. В верхней части некоторых прослоев (ближе к подошве рудного тела) наблюдались своеобразные «карманы», заполненные окатанными обломками размером 5–10 мм вместе с тонким материалом в цементе. На контакте с ними наблюдаются крупные угловатые обломки.

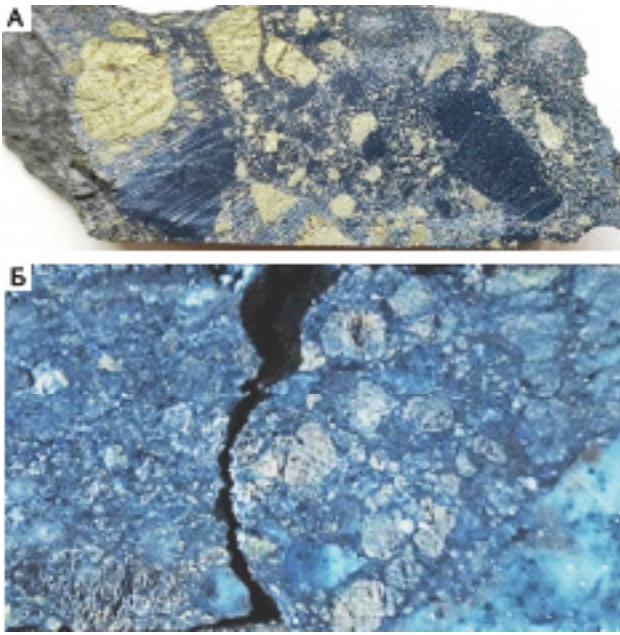


Рис. 11. Брекчиевые руды:

А – пирит-халькопировые (медно-колчеданные), натуральная величина; Б – сфалеритовые, натуральная величина

Массивно-брекчиевые руды слагают прослои в средней части рудного тела, обломки угловатые, размером до 3 см. Снизу вверх по вертикали в брекчиях значительно увеличивается количество мелкого кластического материала, представленного тем же сфалеритом.

В целом по расположению и крупности обломков в брекчиях намечается неясно выраженная слоистость. Для сульфидных обломков этих брекчий, как уже было отмечено, характерен очень однородный состав – обломки представлены сфалеритом.

Сфалерит из обломков имеет массивный облик. Эмульсионная вкрапленность встречается эпизодически, преобладают разности без «халькопиритовой болезни». Со сфалеритом ассоциирует небольшое количество пирита, галенита и халькопирита, которые развиваются по трещинам и ослабленным зонам.

Цемент брекчий замещён кварц-серицит-хлорит-сфалеритовым агрегатом, иногда присутствует карбонат. Сфалерит из цемента представлен мелкозернистой разностью и находится в тонком прорастании с минералами метасоматитов, вместе

с которыми развивается по цементу брекчий, почти нацело замещая его. Сфалерит из обломков, пирит и галенит корродированы этим агрегатом. В некоторых случаях сфалерит из цемента образует каёмки вокруг сфалерита обломков или галенита.

Среди *массивных руд* выделяются колчеданно-медно-свинцово-цинковые (рис. 12, А) и колчеданно-медно-цинковые сливные или массивно-полосчатые руды. По внешнему облику они представляют собой серую мелкозернистую массу галенита, в которой прослеживаются невыдержанные полосы халькопирит-пиритового состава мощностью до 2 см (см. рис. 12, Б).

С помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ TESKAN MIRA) в рудах Зайцевского рудопоя установлены минералы серебра, теллура, висмута, представленные гесситом и тетрадимитом (рис. 13), выделения которых

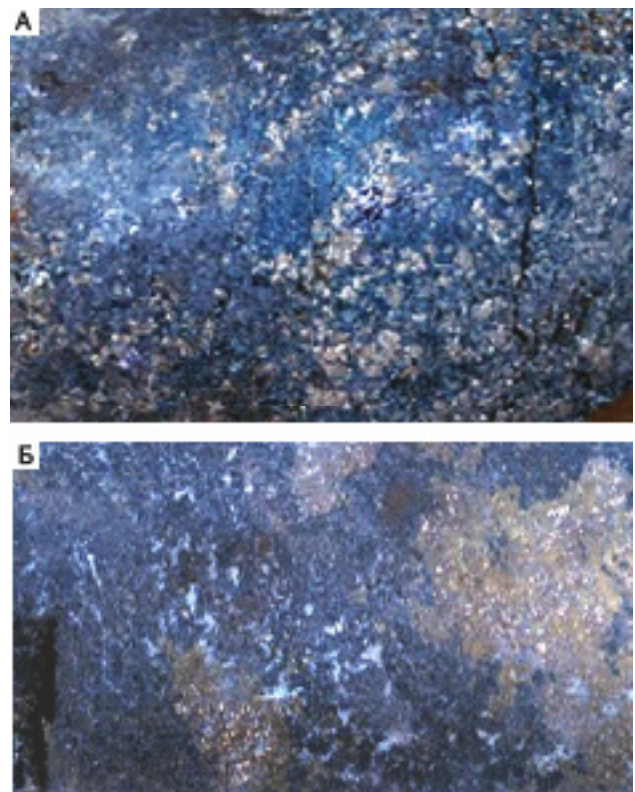


Рис. 12. Массивные руды:

А – колчеданно-медно-свинцово-цинковые; Б – колчеданно-медно-цинковые, натуральная величина

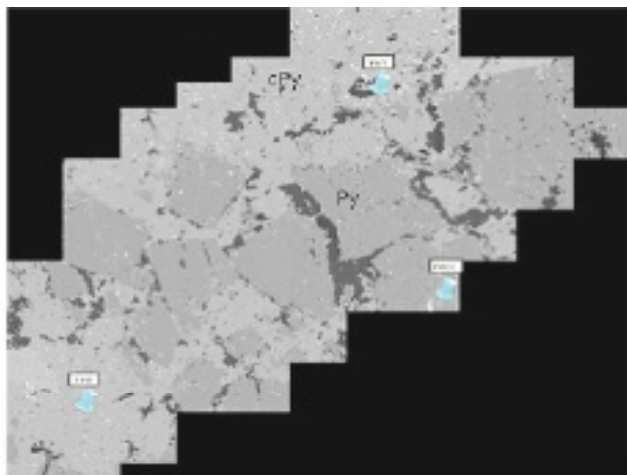


Рис. 13. Точки наблюдения гессита и тетрадимита

локализуются в пределах халькопирита и сфалерита. Химический состав минералов приведён в таблице.

Агрегат гессита (Ag_2Te) и галенита развивается в интерстициях халькопирита (рис. 14, А). Данные выделения тяготеют к участкам скоплений пирита. Тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$) присутствует в виде включений разрозненных вытянутых табличек в халькопирите и сфалерите (см. рис. 14, Б). Установлено, что тетрадимит представлен разностью с повышенным содержанием селена. Размер выделений до 0,03 мм.

Обсуждение полученных результатов. Основная масса сульфидов в стратиформных рудных телах Зайцевого рудопроявления образована на раннем этапе в результате придонного переотложения. В подчинённом количестве присутствуют сульфиды, образованные гидротермально-осадочным путём и под воздействием новых порций гидротермальных растворов. Обособленно от основных рудных тел распространена минерализация штокверковых зон подводящих каналов. Стратиформные залежи и штокверковые рудные тела зон подводящих каналов претерпели контактовый метаморфизм, в результате чего первичные сульфиды были перекристаллизованы. Эволюция руд в целом отвечает схеме, предложенной Г. В. Ручкиным [13], однако стадия мобилизации в основном проявлена в виде перераспределения минерального вещества в пределах минеральных агрегатов и локальным переотложением близ первичных выделений сульфидов.

Таблица. Химический состав редких минералов руд Зайцевого рудопроявления, мас.%

Spectrum	S	Fe	Zn	Se	Ag	Te	Bi
Гессит					66,90	33,10	
Гессит					66,98	33,02	
Тетрадимит	5,22			1,22		33,56	60,00
Тетрадимит	4,30			1,33		33,73	60,64

Среди первичных сульфидов *гидротермально-осадочных руд* можно выделить несколько групп. К первой относятся сульфиды, образованные гидротермально-осадочным путём, в которых обнаружены реликты колломорфных сульфидных почек и глобулярного пирита. Как правило, это ассоциации с повышенной колчеданной составляющей, их концентрация чаще всего прослеживается в висячем боку рудных тел. В разной степени сохранившиеся реликты почек были установлены в пределах пиритового и галенит-сфалерит-пиритового минеральных типов руд.

Наиболее распространён *пирит*, представленный колломорфными концентрически-зональными скоплениями минерала почковидного облика, размер отдельных разностей составляет до 0,25 мм. Встречаются сложные по составу почки с чередованием пиритовых и галенитовых зон, эпизодически присутствует халькопирит. В центре некоторых зональных почек встречаются округлые образования в виде глобулей пирита, их размер не превышает 0,01 мм, составляя обычно тысячные доли миллиметра. Предварительные данные по изотопному составу пирита, содержащего глобулярный пирит в ядре почек, показали отрицательные значения изотопного состава серы пирита (-3,4 ‰), что является аномальным по сравнению с другими типами руд (+0,1...+3,0 ‰) и свидетельствует в пользу влияния биогенного фактора на изотопный состав серы при образовании глобулярного пирита [1]. Сфалерит описываемой ассоциации представлен изометричными комковидными выделениями, нередко интенсивно катклазирован. В некоторых зёрнах по расположению эмульсионной вкрапленности халькопирита можно проследить зональный рост первичного сфалерита. Галенит данной ассоциации наблюдается в подчинённом количестве, локализуясь в зональных почках.

Породообразующие минералы вмещающих слоистых вулканогенно-осадочных пород и сульфиды описываемой ассоциации не обнаруживают секущих или коррозионных взаимоотношений, в то же время отмечается чёткая коррозия мине-

ралов ассоциации образованиями более поздних парагенезисов, а также пересечение пирита колломорфного строения хлоритом и кварц-серицитовыми агрегатами.

Кластические разности сульфидов на северном фланге Зайцевского рудопоявления представлены рудными брекчиями с обломками пирита в вулканитах кислого состава (лавобрекчиях риолитов). В процессе диагенеза часть обломков пирита была псевдоморфно замещена халькопиритом.

На юго-восточном фланге рудопоявления угловатые и полуокатанные сульфидные обломки практически исключительно представлены сфалеритом. Этим брекчиям свойственно сочетание окатанных и угловатых обломков, в крупных угловатых обломках наблюдаются текстуры отрыва, характерные для брекчий обрушения, в некоторых интервалах намечается слабовыраженная слоистость.

Распространение рудных брекчий с текстурами, характерными для брекчий обрушения, свидетельствует о существовании на поверхности морского дна гидротермальной сульфидной постройки [1]. Такая постройка в виде рудного холма со шлейфом брекчиевых руд отчётливо выделяется в пределах Рязановской рудной зоны (рис. 15). Размер рудного холма составляет 120×50 м, что хорошо согласуется с данными по современным и древним курильщикам (J. M. Franklin [20] и A. G. Galley [21], H. U. Schmincke [24]).

В пределах Зайцевской рудной зоны холмообразная форма рудной залежи достоверно неизвестна, однако отмечаются шлейфы рудных брекчий обрушения. Данный факт косвенно свидетельствует в пользу наличия древнего курильщика небольшого размера и полностью разрушенного.

Наряду с древними курильщиками в пределах рудного поля рудные залежи, сформированные гидротермально-осадочным путём, подчинены литологическому контролю. Придонные депрессии служат локальными бассейнами для осаждения (химически и механически) сульфидов. Сульфиды в большинстве случаев накапливаются в депрессиях в результате воздействия флюидов, представленных высокоминерализованными морскими водами, обогащёнными металлами (R. R. Large [22], T. L. Smith [25]). В придонных депрессиях также локализуются кластические сульфиды, которые образовались при разрушении богатыми сульфидными подводными каналами, холмов и других построек.

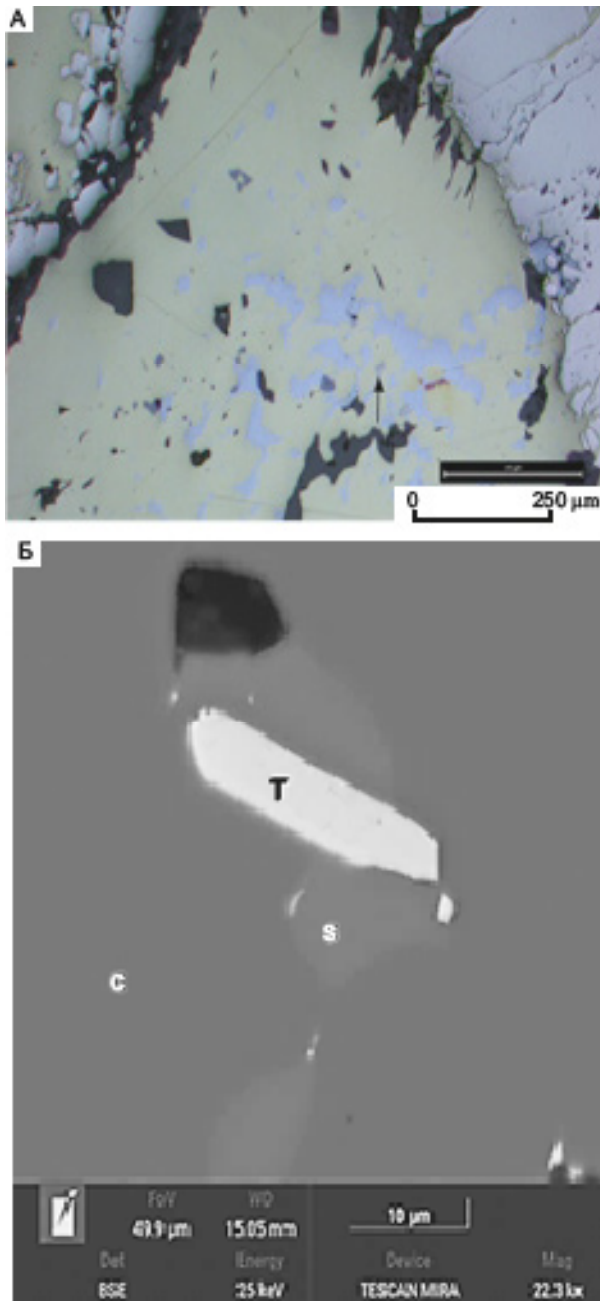


Рис. 14. Морфология выделения гессита и тетрадимита:

А – агрегат галенита (голубой) с гесситом (показан стрелкой) в халькопирите; Б – тетрадимит (Т) со сфалеритом (S) в халькопирите (С)

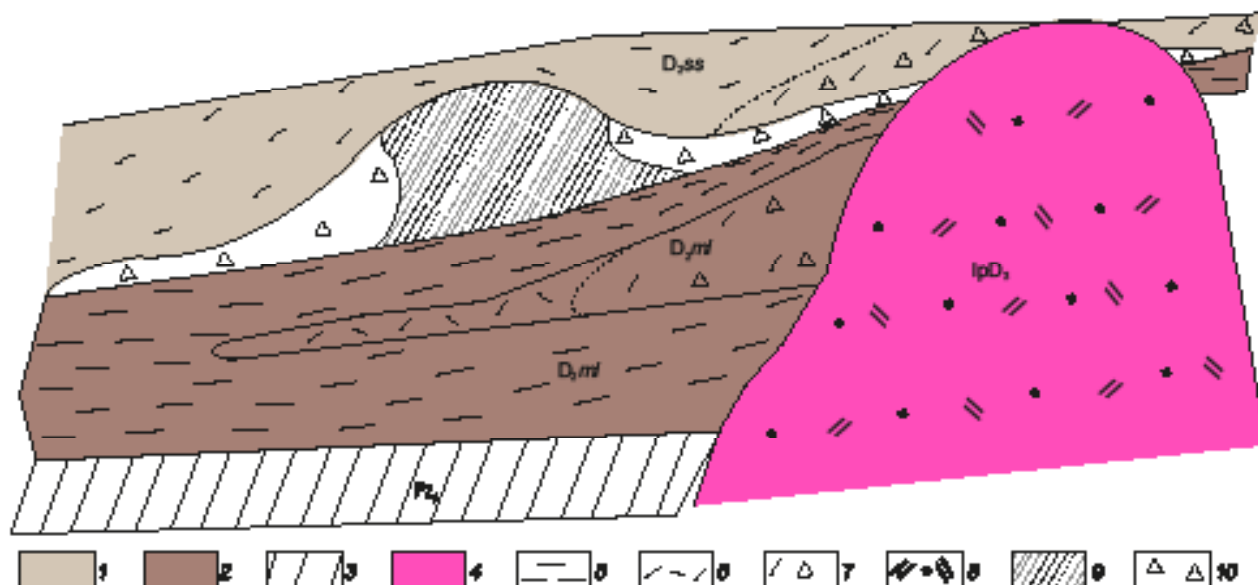


Рис. 15. Палеорекострукция рудного холма в пределах Рязановской рудной зоны:

1–2 – базальтсодержащая риолитовая известково-кремнисто-терригенная формация: 1 – сосновская свита (средняя пачка), D_{2ss} , 2 – мельничная свита (нижняя пачка), D_{2ml} ; 3 – нижнепалеозойские отложения, Pz_1 ; 4 – верхнедевонские субвулканические породы кислого состава, IpD_3 ; 5 – алевролиты, песчаники, туфопесчаники, гравелиты, туффиты, кремнистые алевролиты; 6 – риолиты и риодациты кислого состава; 7 – лавобрекчии, туфы (туффиты), реже игнимбриты кислого состава; 8 – субвулканические риолиты, риодациты и их автомагматические брекчии; 9–10 – рудные зоны: 9 – прожилково-вкрапленные, вкрапленные, реже массивные руды, 10 – брекчиевые руды

Путём придонного переотложения образуются сульфиды, которые развиваются по цементу сфалеритовых брекчий вместе с агрегатом кварца и хлоритом со сфалеритом второй генерации. Подобная минерализация наблюдается в цементе гравелитов с обломками, представленными почти исключительно алевролитами, в небольшом количестве обломками кварца. Особенностью этих образований является наличие значительно переработанного цемента и практически незатронутого обломочного материала, в том числе и мелкого. По мнению авторов, сульфиды цемента и массивные сульфидные залежи образовались путём замещения слабо литифицированного осадка и выполнения полостей в результате придонного переотложения, предложенного S. J. Piercey [23] (рис. 16), или при разгрузке без выхода на поверхность морского дна следующих порций гидротермальных растворов. Породообразующие минералы вмещающих слоистых вулканогенно-осадочных пород и сульфиды описываемой ассоциации не обнаруживают секущих или коррозионных взаимоотношений, в то же время отмечается чёт-

кая коррозия минералов ассоциации образованиями более поздних парагенезисов, а также пересечение пирита колломорфного строения хлоритом и кварц-серицитовыми агрегатами.

Согласно данным S. J. Piercey [23], первичная пористость и проницаемость осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород способствует проникновению морской воды в эти отложения, в результате чего образуется сульфидная минерализация. Сульфаты морской воды частично восстанавливаются до H_2S сульфатредуцирующими бактериями, в результате чего образуется обстановка, в которой преобладают осадочные и вулканические частицы с обильной относительной низкой температурой ($< 25^\circ C$) поровой водой и пониженной серой. Кроме того, образующийся из бактерий H_2S образует фрамбоидальный пирит, вступая в реакцию с железом, содержащимся в вулканогенных и осадочных отложениях.

Приток гидротермальной жидкости приводит к смешиванию апвеллинговых гидротермальных флюидов, поровой воды и H_2S . Смешивание с поровой водой приводит к осаждению сульфидов

в ранних сульфидах, которые также на этом этапе могут быть залечены блёклыми рудами и вюрцитом. Перераспределение вещества в пределах минеральных агрегатов выражается главным образом в укрупнении эмульсионной вкрапленности халькопирита, а также её концентрации в виде тонких штрихов вдоль двойников сфалерита. Сульфиды этой генерации, переотложенные за пределы первичных агрегатов, корродируют более ранние сульфиды и минералы метасоматитов.

Кроме того, выделяются сульфиды вторичного происхождения, образовавшиеся в основном за счёт халькопирита – халькозин, а также галенита – англезит.

Изменённые породы – *серицит-карбонат-хлорит-кварцевые, хлорит-эпидот-карбонатные и серицит-хлорит-кварцевые с кальцитом метасоматиты*, развитые по вулканогенно-осадочным породам в Зайцевском рудном поле, – сформированы в результате совмещения в пространстве метасоматитов рудоносных зон гипогенного выщелачивания, осаждения и рудоносных зон малоинтенсивного гидролитического разложения [3, 19].

Метасоматиты рудоносных зон гипогенного выщелачивания представлены кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-серицит-хлорит-карбонатными породами, реже кварцитами. Из рудных минералов в метасоматитах встречены: сфалерит, халькопирит, галенит, марказит. Околорудными изменениями породы замещены не полностью. Изменения составляют от 50 до 60 % от массы породы. В результате в обломочных породах (туфах кислого состава) или в породах с порфировой структурой (риолитах, лавах кислого состава) основная масса породы изменена нацело и превращена в кварц-серицитовый, кварц-серицит-хлоритовый или кварц-серицит-хлорит-карбонатный агрегат, а обломки или фенокристаллы кварца, плагиоклаза сохраняются. В пределах Зайцевского рудного поля также отмечаются полностью изменённые породы. Охарактеризованные околорудно-изменённые породы гипогенного выщелачивания относятся к кварц-серицитовой метасоматической формации.

Метасоматиты рудоносных зон осаждения распространены незначительно. Они представлены серицитолитами, хлоритолитами, хлорит-серицитовыми и карбонат-хлоритовыми породами. Выявление даже маломощных тел хлоритовых, кар-

бонатных, серицитовых и смешанных разностей пород служит индикатором расположенных вблизи (от 1–2 до 100–150 м) рудных залежей.

Метасоматиты рудоносных зон малоинтенсивного гидролитического разложения широко проявлены в пределах Зайцевского рудного поля. Они встречены почти во всех скважинах и заключаются в развитии процессов окварцевания, серицитизации, хлоритизации (по породам кислого состава) и преимущественно хлоритизации, карбонатизации (по породам основного состава). Такие изменения составляют не более 25 % от массы породы. По своему составу и морфологическим особенностям метасоматические новообразования близки к таковым во внешнем ореоле гидролитического изменения предыдущего типа рудоносных зон.

Выводы. 1. Вулканогенно-осадочные породы Зайцевского рудного поля по составу, возрасту и соотношению вулканогенной и осадочной составляющих относятся к нижней (ранний цикл вулканизма) рудоносной формации – базальтсодержащей риолитовой известково-кремнисто-терригенной, имеющей трёхчленное строение. Разрез представлен следующими пачками (субформациями): нижняя пачка (соответствует мельничной свите) – туфогенно-осадочная (алевролиты, песчаники, туфопесчаники, гравелиты, туффиты, туфы кислого состава, редко лавы риолитов и их лавобрекчии); средняя пачка (сосновская свита) – риолитовая (риолиты и риодациты, их лавобрекчии, туфы кислого состава, реже игнимбриты кислого состава); верхняя пачка (заводская свита) – туфогенно-алевропесчаниковая (алевропесчаники, алевролиты, часто известковистые, кремнистые, песчаники, гравелиты, прослои туфов кислого состава, туффитов).

2. В пределах Зайцевского рудопроявления выявлены Зайцевская и Рязановская рудные зоны, в которых по вариации минерального состава выделены колчеданно-полиметаллический, колчеданный, медно-колчеданный и колчеданно-медно-цинковый минеральные типы руд. По текстурным особенностям руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, брекчиевые и массивные. Выделенные типы рудной минерализации являются серебро-теллуру-висмутсодержащими.

3. Основная масса сульфидов в пределах стратиформных рудных тел образована на раннем

этапе в результате процессов придонного перетолжения. В подчинённом количестве присутствуют сульфиды, образованные гидротермально-осадочным путём и в результате воздействия новых порций гидротермальных растворов. Также образуются сульфиды, которые развиваются по цементу рудных брекчий (особенностью этих образований является значительно переработанный цемент и практически незатронутый обломочный

материал), и в прожилково-вкрапленных зонах минерализации.

4. Распространение рудных брекчий с текстурами, характерными для брекчий обрушения, свидетельствует о существовании на поверхности морского дна гидротермальной сульфидной постройки. Такая постройка в виде рудного холма с шлейфом брекчиевых руд отчётливо выделяется в пределах Рязановской рудной зоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гриненко В. А., Гриненко Л. Н.* Геохимия изотопов серы. – М. : Наука, 1974. – 273 с.
2. *Зайков В. В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. На примере колчеданоносных зон Урала и Сибири. Изд. 2-е, доп. – М. : Наука, 2006. – 429 с.
3. *Кудрявцева Н. Г.* Гидротермально-измененные породы колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая и их поисковое значение // Материалы VIII Международной научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов». – М. : ЦНИГРИ, 2018. – С. 13–14.
4. *Кудрявцева Н. Г.* Ряды рудных формаций месторождений цветных и благородных металлов в различных геодинамических обстановках // Руды и металлы. – 2001. – № 6. – С. 44–52.
5. *Кудрявцева Н. Г., Кузнецов В. В., Галямов А. Л.* Структурно-формационное районирование российской части Рудного Алтая как основа среднесрочных прогнозных построений // Руды и металлы. – 2011. – № 3–4. – С. 103–104.
6. *Кузнецов В. В., Галямов А. Л., Кудрявцева Н. Г.* Литолого-фациальный анализ рудоносных вулканогенно-осадочных отложений в целях прогноза и поиска месторождений рудноалтайского типа // Руды и металлы. – 2011. – № 3–4. – С. 105–106.
7. *Кузнецов В. В., Кудрявцева Н. Г., Галямов А. Л., Кузнецова С. В., Серавина Т. В.* Геолого-генетические основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского типа // Отечественная геология. – 2014. – № 2. – С. 30–38.
8. *Кузнецов В. В., Кудрявцева Н. Г., Серавина Т. В.* Геологические формации и структурно-формационное районирование Российской части Рудного Алтая // Материалы пятой международной научной конференции «Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения». – Новосибирск : Издательство Сибирского отделения РАН, 2020. – С. 52–54.
9. *Кузнецов В. В., Кудрявцева Н. Г., Серавина Т. В.* [и др.] Основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. – М. : ЦНИГРИ, 2019. – 207 с.
10. *Кузнецов В. В., Серавина Т. В.* Методика поисков коренных месторождений свинца и цинка в вулканогенных ассоциациях на закрытых территориях, основанная на опыте работ ФГБУ «ЦНИГРИ» 2010–2022 гг. // Труды научно-практической конференции «Актуальные проблемы поисковой геологии». – М. : ВИМС, 2023. – С. 159–166.
11. *Кузнецова С. В.* Некоторые вопросы генезиса и минералогические особенности стратиформных руд колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, Алтайский край // Руды и металлы. – 2017. – № 2. – С. 40–50.
12. *Кузнецова С. В., Серавина Т. В.* Условия локализации, особенности вещественного состава руд и строение сульфидного холма Западно-Захаровского месторождения (Рудноалтайская минерогенная зона) // Геология и охрана недр. – 2020. – № 1. – С. 19–30.
13. *Ручкин Г. В.* Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. – М. : Недра, 1984. – 237 с.
14. *Серавина Т. В.* Геологическое строение и петрохимические особенности рудоносных вулканогенно-осадочных отложений Березовогорского рудного поля (Рудный Алтай) // Отечественная геология. – 2015. – № 4. – С. 3–8.
15. *Серавина Т. В., Кузнецова С. В., Филатова Л. К.* Особенности вещественного состава вмещающих пород и руд Лазурского рудного поля (Змеиногорский рудный район, Рудноалтайская минерогенная зона) // Отечественная геология. – 2021. – № 3–4. – С. 36–47.
16. *Серавина Т. В., Кузнецова С. В., Филатова Л. К., Донец А. И., Конкин В. Д.* Особенности локализации колчеданно-полиметаллических руд Тушканихинского месторождения (Рудный Алтай) // Руды и металлы. – 2022. – № 4. – С. 102–118.

17. *Скляров Е. В.* Интерпретация геохимических данных. – М. : Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.
18. *Филатова Л. К., Филатов Е. И.* Внутреннее строение рудовмещающих кремнекислых вулканогенных образований (на примере девонских вулканитов Рудного Алтая) // Материалы XII научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов». – М. : ЦНИГРИ, 2023. – С. 490–491.
19. *Чекваидзе В. Б.* Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение. – М. : Недра, 1981. – 240 с.
20. *Franklin J. M., Gibson H. L., Jonasson I. R., Galley A. G.* Volcanogenic massive sulfide deposits // *Economic Geology* 100th anniversary volume. – 2005. – P. 523–560.
21. *Galley A. G., Hannington M., Jonasson I. R.* Volcanogenic massive sulphide deposits / in Goodfellow W. D., ed. Mineral deposits of Canada – A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods // Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. – 2007. – № 5. – P. 141–161.
22. *Large R. R.* Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits – Features, styles, and genetic models // *Economic Geology*. – 1992. – V. 87. – P. 471–510.
23. *Piercey S. J.* A semipermeable interface model for the genesis of seafloor replacement type volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits. – *Economic Geology*. – 2015. – V. 110. – P. 1655–1660.
24. *Schmincke H.-U.* Volcanism // Berlin : Springer, 2004. – 324 p.
25. *Smith T. L., Batiza R.* New field and laboratory evidence for the origin of hyaloclastite flows on seamount summits // *Bulletin of Volcanology*. – 1989. – V. 51. – P. 96–114.

REFERENCES

1. *Grinenko V. A., Grinenko L. N.* Geokhimiya izotopov sery [Geochemistry of sulfur isotopes], Moscow, Nauka publ., 1974, 273 p. (In Russ.)
2. *Zaykov V. V.* Vulkanizm i sulfidnyye kholmy paleo-oceanicheskikh okrain. Na primere kolchedanonosnykh zon Urala i Sibiri [Volcanism and sulphide hills of paleoceanic margins. On the example of pyrite-bearing zones of the Urals and Siberia], Moscow, Nauka publ., 2006, 429 p. (In Russ.)
3. *Kudryavtseva N. G.* Gidrotermalno-izmenennyye porody kolchedanno- polimetallicheskikh mestorozhdeniy severo-zapadnoy chasti Rudnogo Altaya i ikh poiskovoye znachenie [Hydrothermally altered rocks of pyrite-polymetallic deposits of the northwestern part of Rudny Altai and their exploration significance], Moscow, TSNIGRI publ., 2018, pp. 13–14. (In Russ.)
4. *Kudryavtseva N. G.* Ryady rudnykh formatsiy mestorozhdeniy tsvetnykh i blagorodnykh metallov v razlichnykh geodinamicheskikh obstanovkakh [Series of ore formations of deposits of non-ferrous and precious metals in various geodynamic settings], *Rudy i metally* [Ores and metals], 2001, No. 6, pp. 44–52. (In Russ.)
5. *Kudryavtseva N. G., Kuznetsov V. V., Galyamov A. L.* Strukturno-formatsionnoye rayonirovaniye rossiyskoy chasti Rudnogo Altaya kak osnova srednemasshtabnykh prognoznykh postroyeniy [Structural-formational zoning of the Russian part of Rudny Altai as a basis for medium-scale forecast constructions], *Rudy i metally* [Ores and metals], 2011, No. 3–4, pp. 103–104. (In Russ.)
6. *Kuznetsov V. V., Galyamov A. L., Kudryavtseva N. G.* Litologo-fatsialnyy analiz rudonosnykh vulkanogenno-osadochnykh otlozheniy v tselyakh prognoza i poiska mestorozhdeniy rudnoaltayskogo tipa [Lithofacies analysis of ore-bearing volcanogenic-sedimentary deposits for the purpose of forecasting and prospecting for deposits of the Ore-Altai type], *Rudy i metally* [Ores and metals], 2011, No. 3–4, pp. 105–106. (In Russ.)
7. *Kuznetsov V. V., Kudryavtseva N. G., Galyamov A. L., Kuznetsova S. V., Seravina T. V.* Geologo-geneticheskiye osnovy prognoza i poiskov kolchedanno-polimetallicheskikh mestorozhdeniy rudnoaltayskogo tipa [Geological and genetic foundations of forecasting and prospecting for pyrite-polymetallic deposits of the Ore-Altai type], *Otechestvennaya geologiya*, 2014, No. 2, pp. 30–38. (In Russ.)
8. *Kuznetsov V. V., Kudryavtseva N. G., Seravina T. V.* Geologicheskiye formatsii i strukturno-formatsionnoye rayonirovaniye Rossiyskoy chasti Rudnogo Altaya [Geological formations and structural-formational zoning of the Russian part of Rudny Altai], Novosibirsk, Izdatelstvo Sibirskogo otdeleniya RAN publ., 2020, pp. 52–54. (In Russ.)
9. *Kuznetsov V. V., Kudryavtseva N. G., Seravina T. V.* [et al.] Osnovy prognoza i poiskov kolchedanno-polimetallicheskikh mestorozhdeniy Rudnogo Altaya [Fundamentals of forecasting and prospecting for pyrite-polymetallic deposits in Rudny Altai], Moscow, TSNIGRI publ., 2019, 207 p. (In Russ.)
10. *Kuznetsov V. V., Seravina T. V.* Metodika poiskov korennykh mestorozhdeniy svintsya i tsinka v vulkanogennykh assotsiatsiyakh na zakrytykh territoriyakh, osnovannaya na opyte rabot FGBU «TSNIGRI» 2010–

- 2022 [Methodology for prospecting for primary lead and zinc deposits in volcanogenic associations in closed areas, based on the experience of the FGBU «TsNIGRI» in 2010-2022], Moscow, VIMS publ., 2023, pp. 159–166. (In Russ.)
11. *Kuznetsova S. V.* Nekotoryye voprosy genezisa i mineralogicheskoye osobennosti stratiformnykh rud kolchedanno-polimetallicheskih mestorozhdeniy Rudnogo Altaya, Altayskiy kray [Some issues of genesis and mineralogical features of stratiform ores of pyrite-polymetallic deposits of Rudny Altai, Altai Krai], *Rudy i metally* [Ores and metals], 2017, No. 2, pp. 40–50. (In Russ.)
 12. *Kuznetsova S. V., Seravina T. V.* Usloviya lokalizatsii, osobennosti veshchestvennogo sostava rud i stroyeniye sulfidnogo kholma Zapadno-Zakharovskogo mestorozhdeniya (Rudnoaltayskaya mineragenicheskaya zona) [Localization conditions, features of the material composition of ores and the structure of the sulfide hill of the Zapadno-Zakharovskoye deposit (Rudno-Altai mineragenic zone)], *Geologiya i okhrana nedr*, 2020, No. 1, pp. 19–30. (In Russ.)
 13. *Ruchkin G. V.* Stratiformnyye polimetallicheskiye mestorozhdeniya dokembriya [Stratiform polymetallic deposits of the Precambrian], Moscow, Nedra publ., 1984, 237 p. (In Russ.)
 14. *Seravina T. V.* Geologicheskoye stroyeniye i petrokhimicheskiye osobennosti rudonosnykh vulkanogenno-osadochnykh otlozheniy Berezovogorskogo rudnogo polya (Rudnyy Altay) [Geological structure and petrochemical features of ore-bearing volcanogenic-sedimentary deposits of the Berezovogorsk ore field (Rudny Altai)], *Otechestvennaya geologiya*, 2015, No. 4, pp. 3–8. (In Russ.)
 15. *Seravina T. V., Kuznetsova S. V., Filatova L. K.* Osobennosti veshchestvennogo sostava vmeshchayushchikh porod i rud Lazurskogo rudnogo polya (Zmeinogorskiy rudnyy rayon, Rudnoaltayskaya mineragenicheskaya zona) [Features of the material composition of host rocks and ores of the Lazursky ore field (Zmeinogorsk ore region, Rudnoaltai mineragenic zone)], *Otechestvennaya geologiya*, 2021, No. 3–4, pp. 36–47. (In Russ.)
 16. *Seravina T. V., Kuznetsova S. V., Filatova L. K., Donets A. I., Konkin V. D.* Osobennosti lokalizatsii kolchedanno-polimetallicheskih rud Tushkanikhinskogo mestorozhdeniya (Rudnyy Altay) [Features of the localization of pyrite-polymetallic ores of the Tushkanikhinsky deposit (Rudny Altai)], *Rudy i metally* [Ores and metals], 2022, No. 4, pp. 102–118. (In Russ.)
 17. *Sklyarov Ye. V.* Interpretatsiya geokhimicheskikh daniykh [Interpretation of geochemical data], Moscow, Intermet Inzhiniring publ., 2001, 288 p. (In Russ.)
 18. *Filatova L. K., Filatov Ye. I.* Vnutrenneye stroyeniye rudovmeshchayushchikh kremnekiislykh vulkanogennykh obrazovaniy (na primere devonskiykh vulkanitov Rudnogo Altaya) [Internal structure of ore-bearing siliceous volcanic formations (using Devonian volcanics of Rudny Altai as an example)], Moscow, TSNIGRI publ., 2023, pp. 490–491. (In Russ.)
 19. *Chekvaizze V. B.* Okolorudnyye metasomatity kolchedanno-polimetallicheskih mestorozhdeniy i ikh poiskovoye znachenie [Near-ore metasomatites of pyrite-polymetallic deposits and their exploration significance], Moscow, Nedra publ., 1981, 240 p. (In Russ.)
 20. *Franklin J. M., Gibson H. L., Jonasson I. R., Galley A. G.* Volcanogenic massive sulfide deposits, *Economic Geology 100th anniversary volume*, 2005, pp. 523–560.
 21. *Galley A. G., Hannington M., Jonasson I. R.* Volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow W. D., ed. *Mineral deposits of Canada – A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 2007, No. 5, pp. 141–161.
 22. *Large R. R.* Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits — Features, styles, and genetic models, *Economic Geology*, 1992, V. 87, pp. 471–510.
 23. *Piercey S. J.* A semipermeable interface model for the genesis of subseafloor replacement type volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits, *Economic Geology*, 2015, V. 110, pp. 1655–1660.
 24. *Schmincke H.-U.* *Volcanism*, Berlin, Springer, 2004, 324 p.
 25. *Smith T. L., Batiza R.* New field and laboratory evidence for the origin of hyaloclastite flows on seamount summits, *Bulletin of Volcanology*, 1989, V. 51, pp. 96–114

Статья поступила в редакцию 20.12.24; одобрена после рецензирования 28.12.24; принята к публикации 10.01.25.
The article was submitted 20.12.24; approved after reviewing 28.12.24; accepted for publication 10.01.25.

Комплексная переработка сырья – единственный путь к безотходному производству: исторический обзор

Аннотация. Статья посвящена истории создания методологии эффективной переработки отходов горной промышленности, основанной на комплексном подходе к освоению месторождений полезных ископаемых. Показана роль специалистов ИПМ–ВИМС первой половины XX века в разработке технологий, вовлекающих значительные объёмы отходов горной отрасли (шлаки, вскрыши) в производства металлургической, строительной и других отраслей.

Ключевые слова: ИПМ–ВИМС, редкие элементы, минерально-сырьевая база, отходы, шлаки, вскрыша.

ЛУГОВСКАЯ ИРИНА GERMANOVNA, учёный секретарь, доктор геолого-минералогических наук, lugovskaya@vims-geo.ru

ПЕЧЕНКИН ИГОРЬ ГЕРТРУДОВИЧ, советник генерального директора, доктор геолого-минералогических наук, pechenkin@vims-geo.ru

ЯКУШИНА ОЛЬГА ИГОРЕВНА, старший специалист, кандидат социологических наук, yakushina.o@vims-geo.ru

Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н. М. Федоровского (ФГБУ «ВИМС»), Москва

Complex processing of raw materials is the only way to waste-free production: historical overview

I. G. LUGOVSKAYA, I. G. PECHENKIN, O. I. YAKUSHINA

All-Russian Scientific Research Institute of Mineral Raw Materials named after N. M. Fedorovsky (FSBI «VIMS»), Moscow

Annotation. The article provides a historical overview of the creation of a methodology for the effective processing of mining waste based on an integrated approach to the development of mineral deposits. The role of IPM–VIMS specialists in the first half of the 20th century in the development of technologies involving significant amounts of mining waste (slags, overburden) in the production of metallurgical, construction and other industries is shown.

Key words: IPM–VIMS, rare elements, mineral resource base, waste, slags, overburden.

Развитие в СССР в первой половине XX столетия горной промышленности, активное освоение месторождений полезных ископаемых, разработка технологий получения необходимых для промышленного потребления продуктов обозначили проблему переработки отходов, образующихся при этих процессах.

Вопрос о месте отходов в технологической цепочке от добычи до получения конечного полезного продукта становится особо актуальным во второй пятилетке в период 1933–1937 гг. и безусловно определяет рентабельность и экономичность разработки, перера-

ботки и использования основного объекта сырья [2].

Использование отходов при переработке минерального сырья в работах Института прикладной минералогии (ИПМ). В годы индустриализации ставились задачи и выполнялись исследования по использованию: а) металлургических шлаков для цементной, абразивной, кислотоупорной, красочной (шлаки титаномагнетитов) и других отраслей промышленности; б) различных зол, в частности каменноугольных, содержащих большие количества глинозёма, для алюминиевой,

химической, огнеупорной промышленности; в) отходов от обогащения марганцевых руд для красочного, химического и прочих производств; г) отходов слюды для электротехники и иных производств; д) отходов при добыче и распиловке мрамора для строительных и других целей; е) отходов при добыче и обработке различных вулканических пород (андезит, туфы, пемзы и пр.) упорного и огнеупорного производства; ж) тальковой мелочи для получения огнеупорных изделий; з) отходов от обогащения графитовых руд для металлургических целей (литейный графит); и) отходов медных руд как кислотоупорного и огнеупорного материала.

В вопросе использования отходов Институт прикладной минералогии (с 1935 г. ВИМС) взял на себя изучение вещества с точки зрения его физико-химических и технологических свойств. Результаты этих исследований легли в основу работ и других институтов страны.

В 1937 г. в статье, посвящённой основным работам и направлениям деятельности института, Н. М. Федоровский писал о необходимости рационального использования полезных ископаемых путём сокращения отходов и отбросов производства и практического осуществления идеи комплексного использования всей добываемой горной массы [10]. Он отмечал, что во втором пятилетии институт провёл ряд работ, направленных на выявление новых источников сырья в целях получения редких и рассеянных элементов, необходимых развивающейся промышленности страны для создания новых материалов. В третьем пятилетии они должны получить гораздо более широкий размах. В качестве сырьевых источников исследовались не только природные концентрации в различных месторождениях, но и отвалы, отходы горных и химических (коксовых, сернокислотных и др.) предприятий, электростанций и др., которые могли стать исключительно ценными источниками редких и рассеянных элементов.

Планировались исследования, базировавшиеся на комплексном использовании мине-

рального сырья. По германию, индию и галлию рассматривалась возможность осуществить поиски повышенных концентраций в месторождениях угля и цветных металлов (Восточная Сибирь, Караганда и др.). Отмечались необходимость создания методов их извлечения из углей, организации промышленного получения в заводских масштабах, изучения вопросов их использования в различных отраслях промышленности (стекло, металлические сплавы и пр.). Работы по исследованию угля на германий проводились ИПМ ещё с конца 1920-х гг. [6].

На рубидий и цезий рассматривались возможные поиски лепидолита и других более богатых цезием минералов. Также предполагалось детальное геохимическое изучение минеральных вод. Выполнялись работы по галенитовым и арсенопиритовым рудам в целях извлечения висмута. Планировалось проводить в различных районах СССР работы на торий и редкие земли, изучать ортитовые месторождения на Урале, в Сибири и др. Работы на циркон, тантал и ниобий должны были проводиться на Кольском полуострове, на Урале, в Забайкалье, Украине.

Все эти исследования обозначили проблему комплексного использования руд и месторождений, связанную с необходимостью последующей переработки отходов, но значительно шире её по своему значению, и могли послужить основой для создания крупных промышленных комбинатов и комплексных производств.

На предвоенном этапе развития страны вопрос вовлечения в промышленное использование комплексных руд, содержащих дефицитные цветные и редкие металлы, стоял особенно остро. Были намечены работы по комплексному использованию никель-кобальтовых руд Орско-Халиловского района, Среднего Урала, Норильска и др., марганцево-кобальтовых руд Южного и Среднего Урала, Западной Сибири, Казахстана, железо-кобальтовых руд вторичных месторождений Урала. Планировалось изучение на кобальт золоторудных месторождений Восточного Забай-

калья и мышьяковых месторождений Средней Азии, комплексное использование кобальтсодержащих шлаков (Урал), сурьмяно-ртутно-флюоритовых руд Хайдарканского месторождения и барито-флюоритовых руд Бадамского месторождения.

Попутное получение редких и цветных металлов при переработке рудного сырья. В материалах итоговых работ ВИМСа (1940 г.) приведены результаты исследований продуктов (концентратов) и отходов обоганительных фабрик и металлургической переработки руд.

По заказу треста «Цветметразведка» в 1939–1940 гг. ВИМС выполнял исследования, задачами которых являлось систематическое изучение присутствия попутных, в том числе редких и рассеянных, элементов в полиметаллических рудах. Работы проводились под руководством Фёдора Ивановича Абрамова, который в те годы возглавлял минералогическую лабораторию института (рис. 1). Он уделял особое внимание исследованиям типоморфных свойств минералов, был автором первого в стране учебника-определителя рудных минералов под микроскопом в отражённом свете. Судьба его сложилась трагически. В годы войны ему два раза удавалось выбираться из фашистского плена. После побега из второго плена он вновь ушёл на фронт, где и погиб в 1944 г. в одном из боёв в Венгрии, будучи комиссаром батальона.

С 1939 по 1940 год было выполнено минералогическое исследование руд полиметаллических и медноколчеданных месторождений: Верхний рудник (Тетюхе, Дальневосточный край (ДВК)) (Ф. И. Абрамов, Н. И. Балашев), 2-й Салаирский рудник и месторождение Кварцитовая сопка (Ф. И. Абрамов, Т. И. Тренина), месторождение им. III Интернационала (М. П. Исаенко), месторождения Карамазарского района (Е. Ф. Зив), Ачисайское месторождение (Ф. И. Абрамов).

Систематически исследовались продукты и отходы обоганительных фабрик: Красноуральской, Кировоградской, Карабашской, Пышминской, Карсакпайской, Ачисайской, Кансайской, Кантагинской, Тетюхинской, Салаир-



Рис. 1. Абрамов Фёдор Иванович – заведующий минералогической лабораторией ВИМС

ской; продукты и отходы металлургической переработки руд на заводах: Сихали, Чимкентском свинцовом, Красноуральском, Кировоградском, Карабашском, Ормедь, Аллавердинском, Карсакпайском медеплавильных.

Минералогические исследования руд позволили оценить наличие попутных элементов, частоту нахождения их повышенных концентраций в пробах руд, распределение среди главных рудообразующих минералов. Была выполнена оценка распределения попутных элементов между продуктами всего цикла обогащения, а в некоторых случаях подсчитаны запасы для отдельных типов руд. Так, для сульфидных руд, перерабатываемых на Тетюхинской обоганительной фабрике, был произведён ориентировочный подсчёт запасов кадмия, висмута, селена и теллура.

В качестве методов при исследовании руд использовались микроскопический и спектральный; химическим анализом подтверждалась связь основных и попутных элементов

с рудными минералами. В табл. 1 представлены данные о наличии попутных, в том числе редких и рассеянных, элементов в пробах руд ряда месторождений, а также в продуктах и отходах обогащения [1].

Существенный вклад в изучение поведения редких и рассеянных элементов при переработке медноколчеданных и полиметаллических руд внёс Лев Васильевич Зверев (рис. 2), в то время – научный сотрудник петрохимической лаборатории института. На основании выполненных им и Ф. И. Абрамовым минералого-аналитических исследований были выявлены повышенные концентрации редких и рассеянных элементов в продуктах и отходах обогащения медноколчеданных и полиметаллических руд. Данные о повышенных концентрациях попутных элементов в продуктах некоторых обогатительных фабрик представлены в табл. 2 [1].

Исследования показали, что распределение попутных элементов среди продуктов и отхо-

дов обогатительных фабрик определяется особенностями их геохимических и парагенетических связей с главными рудными минералами. Было выявлено, что в медный концентрат обычно переходят мышьяк, селен, теллур, частично сурьма, германий, таллий и индий, в свинцовый – сурьма и висмут, иногда мышьяк, отчасти селен, теллур, кадмий, в цинковый – кадмий, индий, германий, в пиритный – кобальт, отчасти мышьяк, таллий, никель, селен, теллур.

В хвосты (отходы обогащения) переходят преимущественно ванадий, галлий, таллий и некоторые другие элементы. Л. В. Зверевым получены данные по распределению редких и рассеянных элементов в продуктах и отходах медеплавильных (Красноуральский, Карабашский, Кировоградский и др.) и свинцовоплавильных (Риддерский, Сихали, Чимкентский) заводов. Выяснялось распределение данных элементов между различными фазами – штейном, шлаком, металлом, газом.

Табл. 1. Попутные элементы, имеющие повышенные концентрации в рудах полиметаллических и медноколчеданных месторождений, и их распределение по основным продуктам обогащения

Месторождение	Повышенные концентрации элементов в рудах месторождения	Элементы, накапливающиеся в продуктах обогащения и отходах (хвостах)				
		Свинцовый концентрат	Цинковый концентрат	Медный концентрат	Пиритный концентрат	Хвосты
Верхний рудник (Тетюхе, ДВК)	Ag, Cd, Sn, Bi, As, Sb	Bi, Ag, Se, Te, Sb, Sn	Cd, In, As, Sn	–	–	As, Sn
Салаирский рудник	Cd, V, Sb, Ag, As, Mo, Ni	As, Ag	Cd, Mo	–	–	–
Месторождения группы им. III Интернационала (Урал)	Cd, As, Ga, Bi, Tl, Sb, Ge	–	Cd, In	Te, Se, Mo, As	As	Mo
Месторождения Карамазарского района (Алтын-Топкан, Канасай, Южная Дарбаза, Тары-Экан)	Cd, Mo, Bi, In, Se, Te	Для кансайских руд: Ag, Bi, Se, Te	Cd, возможны In, Co	–	–	Sn, Mo, V, Ni, Ge, Ga*
Ачисайское месторождение	Cd, V	Cd, Mo, W, Sb	–	–	–	–

Примечание. * – в процессе обогащения рассеиваются между всеми продуктами.

Были получены данные о летучести редких элементов в процессе плавки и бессемерования медных штейнов. Установлено, что она уменьшается в ряду: Tl, Ge, As, Cd, Bi, Se, Te, Sb, Sn, In, Ga, Mo, V, Co, Ni. Для процесса плавки свинцовых концентратов был получен следующий ряд снижения летучести: Tl, Ge, Cd, Se, Te, As, In, Sb, Sn, Bi, Ga, Mo, V, Co, Ni.

Полученные данные по содержаниям редких элементов показали, что лишь незначительное количество проб различных продуктов и отходов медеплавильных и свинцовых заводов имели содержания, представляющие практический интерес. Вместе с тем сделаны выводы, что для расширения возможного извлечения редких элементов при металлургической переработке руд цветных металлов необходимо в первую очередь улучшить пылеулавливание при различных стадиях процесса, так как основные потери редких металлов происходили прежде всего с отходящими газами.



Рис. 2. Зверев Лев Васильевич – научный сотрудник петрохимической лаборатории ВИМС

Табл. 2. Попутные элементы, имеющие максимальные концентрации в продуктах фабрик, выполнявших обогащение руд полиметаллических и медноколчеданных месторождений

Попутный элемент	Обогатительная фабрика (месторождение)	Наименование продукта с максимальным содержанием попутного элемента
Cd	Красноуральская, Карабашская, Кансайская, Кантагинская, Тетюхинская, Салаирская и др. фабрики	Цинковый концентрат
As	Карабашская фабрика	Медный концентрат
Sb	Салаирская, Зыряновская фабрики	Свинцовый концентрат
Bi	Тетюхинская, Кансайская фабрики	Свинцовый концентрат
Ni	Пышминская фабрика	Медный концентрат
Co	Красноуральская, Кировоградская, Салаирская фабрики	Пиритный концентрат
Se, Te	Карабашская фабрика	Медный концентрат
	Блявинское месторождение	Руда
In	Кафанская, Кировоградская, Красноуральская, Кансайская, Мизурская фабрики	Цинковый концентрат
Ge	Кантагинская фабрика	Цинковый концентрат
Tl	Блявинское месторождение	Руда, хвосты флотации
Mo	Риддерская фабрика сульфидной флотации	Свинцовый концентрат

Наиболее высокие потери были характерны для медеплавильных заводов. При плавке медных руд с газами терялись мышьяк, сурьма, висмут, кадмий, германий, таллий, олово, селен и теллур (в черновую медь переходило не более половины селена и теллура). При бессемеровании медных штейнов происходило дальнейшее улетучивание этих же элементов. Необходимо было совершенствовать газоочистку с помощью аппаратов Коттреля (образ современных электрофильтров), чтобы сконцентрировать элементы в пыли до содержания для рентабельного извлечения при переработке. Л. В. Зверев указал также на целесообразность в ряде случаев раздельной переработки руд и концентратов, содержащих различные редкие элементы.

Комплексное освоение месторождений общераспространённых полезных ископаемых. Особо следует остановиться на разработанной институтом методологии комплексного использования строительного сырья, основанной на совмещении добычи полезных ископаемых с операциями совершенно иного порядка: строительство зданий, углубление дна рек, выемка каналов и др. Экономический эффект этого типа разработки месторождений несколько не меньше обычной комплексной разработки месторождений полезных ископаемых. Здесь меняется форма, но сохраняется экономическое содержание комплекса: экономия сил и средств на таком совмещении трудовых операций для различных целей, которое без дополнительных затрат (или с минимальными дополнительными затратами) обеспечивает одновременное достижение двух (или более) целей [8].

Ранее понятие «строительное сырьё» ограничивалось такими видами, как песок, гравий, бут; остальное считалось отходами. Благодаря разработанной в 1930-е гг. в ВИМСе методологии произошло осмысление понятия «вскрыша», а также отходов, которые могут представлять интерес как самостоятельные виды полезных ископаемых, что уже позволило говорить о комплексной добыче нескольких ископаемых или о возможности

такой добычи, рациональном использовании всей толщи.

В Москве в 1930–1940-е годы была запланирована и частично осуществлена реконструкция города. В 1935 г. правительство Москвы утвердило постановление «О генеральном плане реконструкции города Москвы». Генплан был разработан архитекторами В. Н. Семёновым и С. Е. Чернышовым. Он предусматривал расширение существующих и создание новых широких транспортных магистралей, возведение мостов, строительство метрополитена, обводнение и озеленение.

Участие института в решении градостроительных проблем столицы являлось в то время одним из важнейших направлений его научно-производственной деятельности. Основные усилия коллектива направлялись на обеспечение города облицовочным камнем и другими строительными материалами. Под непосредственным руководством заведующего лабораторией декоративного и строительного камня А. А. Мамуровского, впоследствии член-корр. Академии архитектуры СССР (рис. 3), был систематизирован и детально изучен геологический материал по месторождениям строительного, облицовочного и декоративного камня в СССР, составлены соответствующие эталонные коллекции и даны рекомендации московским строительным организациям по использованию общераспространённых полезных ископаемых.

В сентябре 1935 г. в Москве состоялась конференция геологов, горняков и строителей по вопросам реконструкции города, на которой была определена необходимость комбинирования добычи и переработки сырья с производством готовых изделий. Был поднят вопрос о концентрации добычи сырья, сосредоточении его на 14–15 лучших месторождениях, которые имели преимущества по инфраструктуре и транспортной доступности по отношению к Москве. Концентрации добычи каменностроительных материалов также должна была сопутствовать централизация управления нерудной промышленностью. Правильная организация нерудного хозяйства

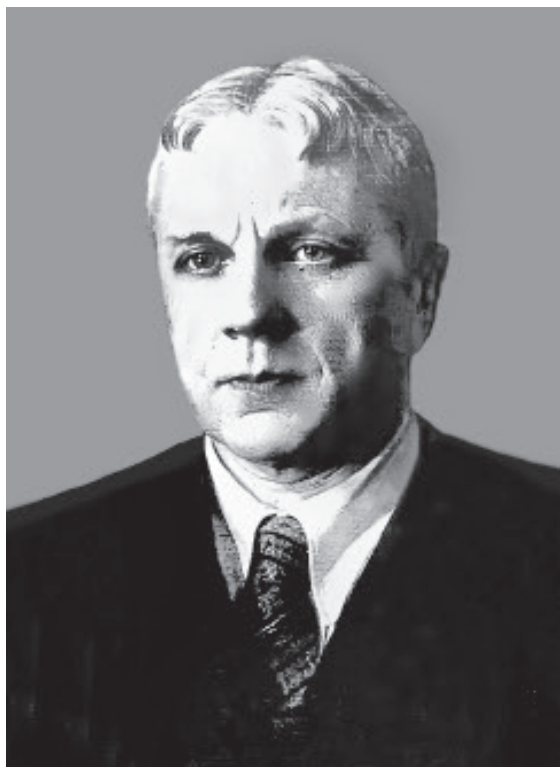


Рис. 3. Мамуровский Александр Антонович – заведующий лабораторией декоративного и строительного камня ВИМС

Москвы требовала дальнейшего сосредоточения карьеров, питающих Москву, в едином тресте Мосгорнеруд.

Участниками конференции перед ВИМСом были поставлены задачи по проведению технико-экономических исследований по выбору точек для крупных механизированных карьеров, транспорту каменного сырья, переработке его на стройкомбинатах и разработке схемы размещения объектов производства стройматериалов для снабжения новой столицы. Исследование «Размещение промышленности нерудных стройматериалов для реконструкции Москвы» выполнялось институтом в 1936 г. В основу предложенной институтом схемы было положено обоснованное экономически комплексное освоение всех источников сырья. Ближайшие к Москве месторождения гравия, выгодность комплексного использования которых доказана геолого-экономиче-

ским анализом, должны были разрабатываться одновременно и на песок. Карьеры известняков при наиболее рациональном использовании всей полезной толщи могли бы давать бут, щебень и облицовочный камень. Вместе с тем до 1936 г. карьеров, дробящих бут в щебень, практически не было; облицовочный камень добывался из специальных карьеров, а песок при добыче гравия выбрасывался как бесполезный отход.

В результате исследований были проанализированы толщ карьеров работающих цементных заводов Московской области (Подольского и завода «Гигант» рядом с Воскресенском). Было отмечено, что в Московской области используются главным образом отложения среднего и раннего карбона. Цементные заводы области в основном работали на среднекарбонных известняках. Средний карбон представлен сложным переслаиванием известняков, мергелей и доломитов с весьма разнообразными механическими и химическими свойствами. Толща карьера, разрабатываемого в то время Подольским заводом, представлена на рис. 4.

До 1934 г. сырьё из карьера использовалось заводом по производству портландцемента, потреблявшим приблизительно 35 % чистого известняка из карбонатной толщи и 50 % юрской глины. В 1935 г. там же был введён в строй завод магнезиального портландцемента, расширивший использование карбонатной толщи за счёт доломитов и доломитизированных известняков до 80 %, а юрской глины до 100 %. Одновременно работающий поблизости кирпичный завод был переведён на моренные глины и суглинки из вскрыши известнякового карьера.

Таким образом, за счёт осуществления комплексной переработки сырья была расширена линейка выпускаемой продукции, сокращено количество отходов.

Подобная схема освоения месторождения мраморовидной разности нижнекарбонных известняков окского яруса была предложена институтом для участка в верховьях р. Оки от г. Алексин до г. Таруса, сложенного отдельными

пачками мраморовидных разностей, хорошо поддающихся полировке. Открытая разработка месторождений на один только облицовочный камень (выход 50 % от общей массы) была бы здесь нерентабельна из-за высоких расходов по выемке и транспортировке неиспользуемого материала вскрыши и рядового известняка. Комплексное использование всей толщи окских известняков для бута, щебня и облицовочного камня, несомненно, удешевило стоимость облицовочного камня и упростило эксплуатацию месторождения. При исследовании проблемы комплексного освоения гравийных месторождений были рассмотрены четыре объекта: Дмитровское, Икшанское, Сильницкое и Тучковское месторождения (рис. 5). Из них попутно производилась добыча песка. Вместе с тем местные потребители отсутствовали и была оценена целесообразность транспортировки песка в Москву.

Строительная отрасль Москвы в то время использовала песок, добываемый на Москва-

реке. С московским песком успешно конкурировали пески из карьеров Икши и Дмитрова. Стоимость одного кубометра песка на стройплощадке при доставке по воде составляла для московского – 5,3, икшанского – 5,1, дмитровского – 5,5 руб. Сильницкий песок даже при бесплатном отпуске его с карьера не мог быть использован в Москве, так как из-за дальности перевозки обходился слишком дорого и при необходимости с успехом вытеснялся расширением добычи на более близких месторождениях. Не имеющий потребителя сильницкий песок выбрасывался как бесполезный отход.

Таким образом, комплексное использование месторождений не всегда целесообразно и требует благоприятных экономических условий.

Была предложена схема комплексной разработки Тучковского месторождения, сложенного последовательно слоями кирпичной глины, песчаногравием и затем известняками с прослоями мергеля. Все три слоя полезных

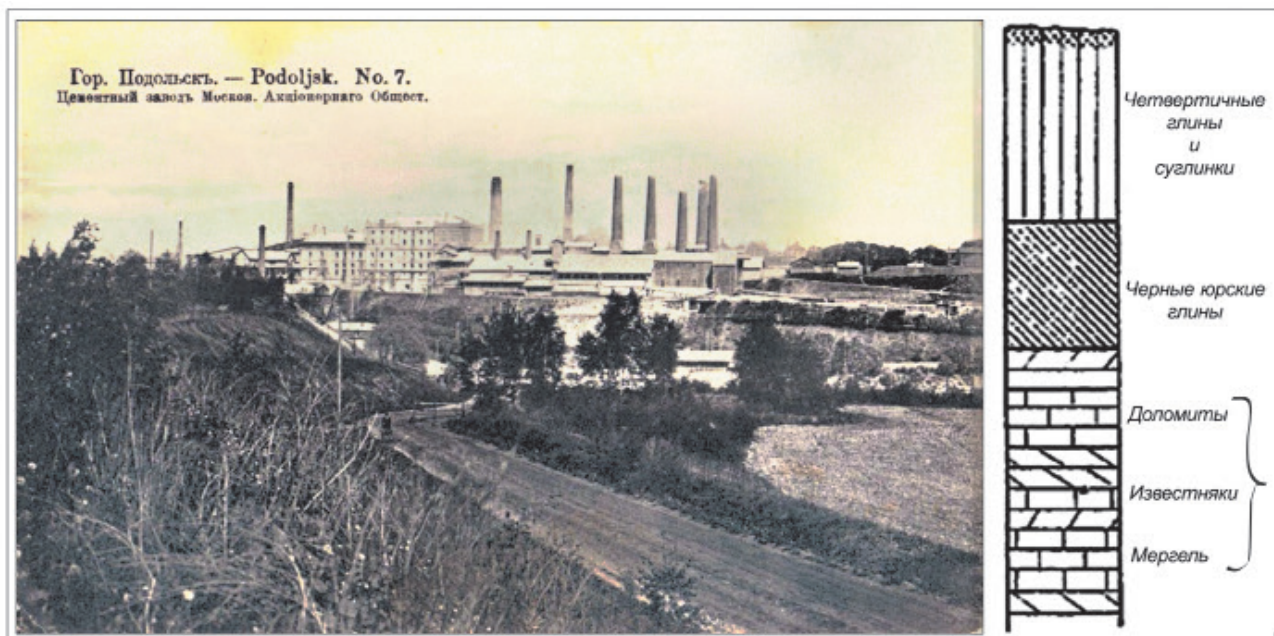


Рис. 4. Подольский цементный завод (начало XX в.). Справа – чередование доломитов, мергелей и известняков чистых, доломитизированных и мергелистых (пригодны для портландцемента 30–35 %)

ископаемых должны были быть использованы при отработке месторождения. Крупномасштабные геологоразведочные работы по изысканию ресурсов для выпуска строительных материалов велись на Тучковском месторождении с 1926 г. Рядом с ним находились известковый завод и кирпичное производ-

ство, использующее для своих нужд глины, покрывающие гравийную толщу. В 1928 г. проведена реконструкция кирпичного завода, который при увеличении производственной мощности мог использовать почти весь материал вскрыши. Получающийся при разработке песчано-гравийной толщи песок, как

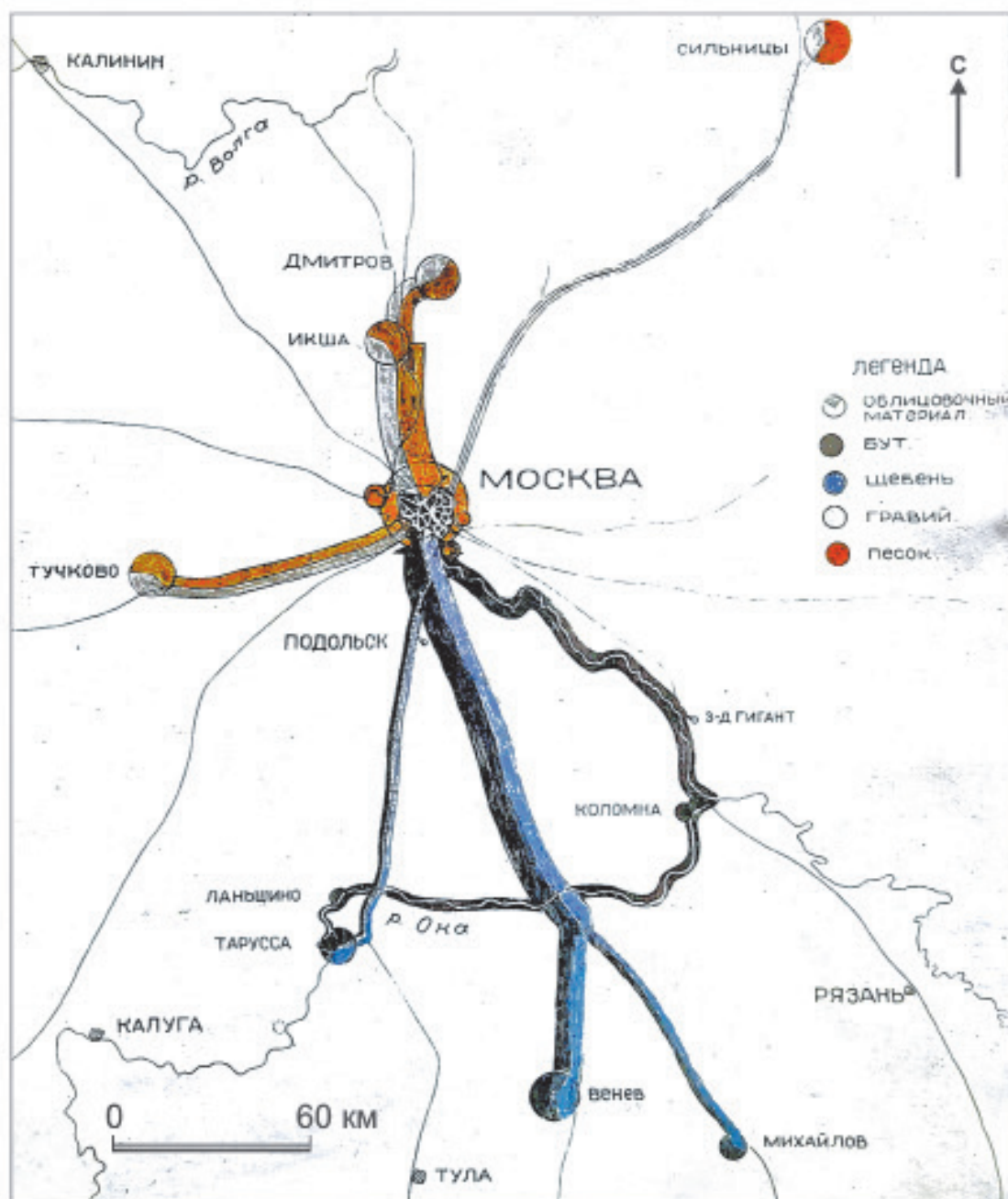


Рис. 5. Схема снабжения Москвы строительными материалами. По А. А. Мамуровскому, 1936 г.



Рис. 6. Малое внутригородское водное кольцо Москвы и положение в нём Дорогомиловского канала. По материалам плана реконструкции Москвы, 1935 г.

ло бы извлекать оксид титана достаточной чистоты [1]. В разработке технологических решений принимали участие сотрудники института Э. В. Брицке, И. В. Шманенков, К. Х. Тагиров (рис. 7) [3]. Работы велись в направлении изменения состава шлаков. Необходимо было снизить содержание оксидов железа и кремния, а также повысить легкоплавкость шлаков, заменив в них часть CaO на Na_2O с

помощью добавки каменной соли в качестве флюса. Лабораторные, а впоследствии и заводские испытания позволили получить высокопроцентные титанистые шлаки, пригодные для химического производства оксида титана по схеме, разработанной ИПМ [7].

С начала XX в. ведётся активное внедрение в промышленность изделий, полученных способом каменного литья. В 1921 г. во Франции

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

ТАГИЛЬСКИЙ РАБОЧИЙ

Орган Тагильского райкома ВКП (б), горсовета и райпрофсовета

методами загрузки каменной соли в домну — непосредственно через колошник (как обычная шахта) и вдуванием через фурмы.

Опыты показали, что первый метод нерентабелен и технологически затруднителен. При загрузке соли через колошник до 70 проц. ее упадает из печи не вступая в реакцию. Кроме того при перегревах конуса соль, расплавляясь, скатывается конус с чашей. Такое явление

ПРОМЫШЛЕННАЯ ПЛАВКА ТИТАНОМАГНЕТИТОВ

Для опытной плавки титаномagnetитов была выделена доменная печь на В. Туринском металлургическом заводе. Основные размеры ее: общая высота — 16 м., полезная — 13,5 м., диаметр горла — 2,8 м., полезный объем — 112,57 м³. Производительность печи —



Инж. Шманенков, проф. Брицке, инж. Тагирое.

Рис. 7. Вырезка из газеты «Тагильский рабочий» об удачной промышленной плавке титаномagnetитов с портретами руководителей работ от ИПМ (И. В. Шманенков, Э. В. Брицке, К. Х. Тагиров)

был построен первый завод, выпускавший электроизоляторы, рифлёные плиты для полов, строительные плиты, арматуру к трубам для химической промышленности и посуду. В качестве сырья для подобных изделий использовались базальтовые породы. Целый ряд специалистов, среди которых Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, А. С. Гинзберг, В. А. Обручев, П. М. Флоренский, исследовали условия получения новых материалов из нерудного сырья, их свойства (рис. 8) [9].

Большая работа в начале XX в. проводилась по исследованию возможностей получения каменного литья с применением различных шлаков. В 1913–1914 гг. появляются пер-

вые заводы шлакопортландцемента, а уже в 1928 г. 57% всех доменных шлаков использовались для производства цемента и искусственных камней. К этому времени проблема утилизации доменного шлака была разрешена. Работы по использованию мартеновских и ваграночных шлаков в качестве сырья для каменного литья проводились в Ленинградском отделении ИПМ по предложению П. И. Боженова (рис. 9). Подобная утилизация шлаков могла бы снизить себестоимость металлов.

Для экспериментальной части работы непосредственно с ленинградских заводов «Знамя труда», «Красный путиловец» и «Большевик»

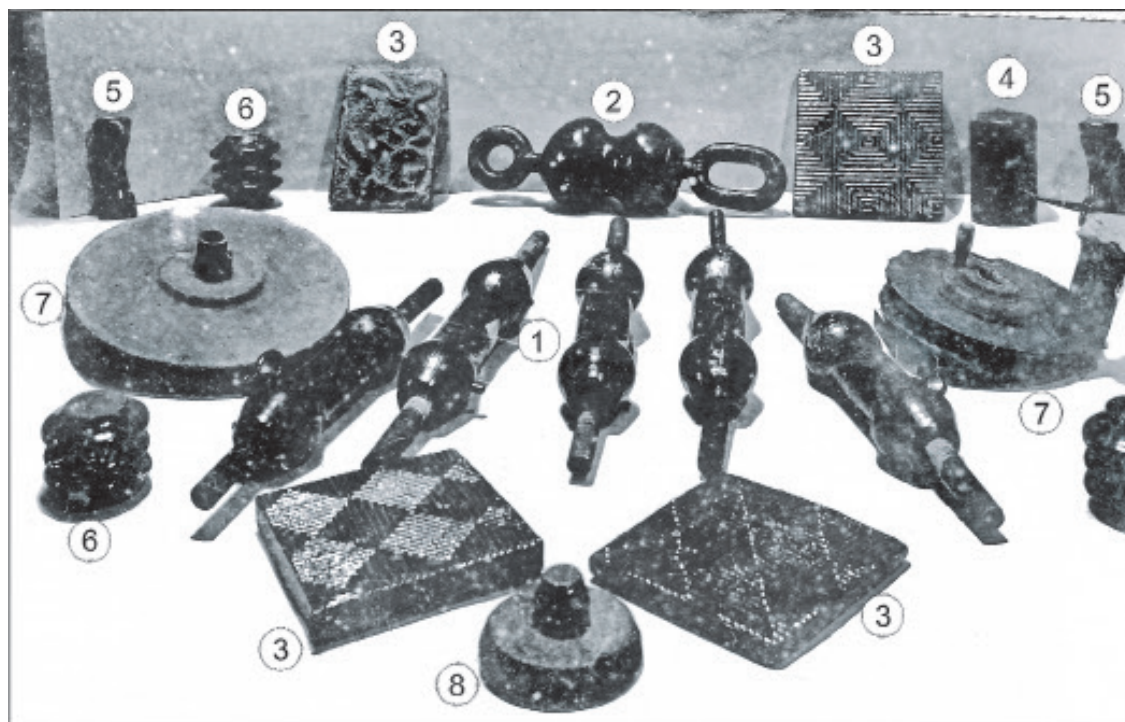


Рис. 8. Изделия из диабазы, отлитые в металлические (1–6) и песчаные (7, 8) формы ленинградским отделением ИПМ:

1 – штанги для масляных разъединителей; 2 – натяжной изолятор для электрических железных дорог; 3 – облицовочные плитки с рифлёной поверхностью; 4 – гирьки для часов; 5 – образец для испытания на разрыв; 6 – электрический изолятор; 7 – направляющий блок для расточного станка; 8 – пресс для бумаг

были получены пять образцов ваграночного и мартеновского шлаков. Предварительно для выделения металлического железа шихта подвергалась магнитной сепарации. Оптимальный состав шихты представлял собой 50% ваграночных и 50% мартеновских шлаков. Такой состав давал легкоподвижный расплав, хорошо выполняющий формы. Плавленные комбинированные шлаки могли быть использованы во всех случаях, где требовались большая механическая прочность и высокое сопротивление истиранию [3].

Проблема утилизации золы возникла в 1930-е гг. в результате развития сланцевой промышленности. В ноябре 1929 г. Госплан РСФСР отмечал: «Сланцы являются крупнейшим топливным ресурсом... источником экономии нефти и бензина, а также транспортных ресурсов, затрачиваемых на пере-

возку дальнепривозного топлива». В некоторых регионах страны они могли играть значительную роль как местное топливо.

Вместе с тем активно разрабатываемые в то время сланцы Кашпирского месторождения, используемые в качестве топлива, а также для получения ряда ценных медицинских препаратов, химических соединений (асфальтенов), смоляных лаков, обладали высокой зольностью, достигающей 50–70% от массы сланца, и высоким содержанием органически связанной серы, выделяющейся в виде сернистого газа в атмосферу.

Перед физико-технологической лабораторией ВИМСа была поставлена задача по определению возможности использования золы горючих сланцев для получения эффективных стройматериалов – газобетонов или пенобетонов. Работы выполнялись сотрудниками



Рис. 9. Боженков Петр Иванович – сотрудник ленинградского филиала ИПМ

А. А. Брюшковым, М. А. Зубаковой [5]. Исследовалась зола двух месторождений, предоставленная трестом «Союзсланец»: Кашпирского (Волжско-Сызранский район) и Гдовского (Псковский район). Пробы золы отбирались из производственных топок. Сланцы Кашпирского месторождения характеризовались как глинистые, Гдовского месторождения, особенно их верхние пласты, могли быть отнесены к известковым.

В результате исследований из кашпирской сланцевой золы были получены газобетоны, не уступающие по крепости портландцементным газобетонам холодного приготовления. Технология приготовления включала процесс обжига при температуре 600–700 °С с последующей обработкой массы в автоклаве с добавлением извести-пушонки.

Образцы газобетонов из гдовской золы были получены с добавкой к золе, прокалённой при 600–700 °С, глины или трепелов. После запарки и надлежащего вылёживания образцы имели физико-механические характеристики, не уступающие таковым портландцементным газобетонам, и могли конкурировать с последними.

Таким образом, поставленная перед сотрудниками физико-технологической лаборато-

рии ИМС задача по выявлению возможности использования отхода – золы горючих сланцев для получения стройматериала – была решена положительно.

Закключение. Развитие человеческого общества неразрывно связано с использованием минеральных ресурсов, в результате чего возникает проблема накопления отходов. За прошедшее столетие объекты отходов горного производства в целом не изменились: это отходы добычи и обогащения минерального сырья, металлургические шлаки, золы.

Выдающиеся успехи советских геологов, в исторически сжатые сроки обеспечивших в 1930-е гг. страну минерально-сырьевой базой для активного развития промышленности, объясняются только одним обстоятельством – беспрецедентной концентрацией финансовых, материально-технических и человеческих ресурсов при решении жизненно важной государственной задачи. Но учёные уже тогда смотрели на проблему шире – производство создаёт отходы, поэтому надо искать направления переработки, позволяющие изначально использовать все компоненты минерального сырья.

Обращение с отходами переработки полезных ископаемых, возможности их использования связаны с научным поиском, всесторонним изучением вещественного состава, исследованием их физико-химических свойств, которые определяют технологии, вовлекающие их в производство. Ещё в 1920-е гг. чл.-корр. АН СССР профессор Н. М. Федоровский ставил вопрос о необходимости повышения комплексного использования всех компонентов минерального сырья, вовлечения в переработку труднообогатимых руд и разработки технологий с учётом физико-химических особенностей сырья, доведения исследований до стадии опытно-промышленного применения разрабатываемой технологии. Этот принцип, развивавшийся коллективом ИПМ–ВИМС, не потерял актуальности, отвечает современной повестке дня и должен являться ориентиром к действию горно-перерабатывающей отрасли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамов Ф. И.* Редкие и рассеянные элементы // Основные итоги работы Всесоюзного научно-исследовательского института минерального сырья за 1940 г. – М. : Госгеоллиздат, 1941. – С. 19–31.
2. *Александров В. П., Андреевский В. Н., Любимов А. Л., Черноsvитов Ю. Л.* Работы Института прикладной минералогии и его роль в обеспечении социалистического строительства второго пятилетия // Минеральное сырье. – 1932. – № 10. – С. 56–72.
3. *Баженов П. И., Александровский В. А.* Использование мартеновских и ваграночных шлаков для каменного литья // Минеральное сырье. – 1933. – № 10. – С. 14–22.
4. *Брицке Э. В., Шманенков И. В., Тагиров К. Х.* Опыты получения обогащенных титановых шлаков при доменной плавке титаномagnetитовых руд // Минеральное сырье. – 1930. – № 6. – С. 831–838.
5. *Брюшков А. А.* Ячеистые бетоны из золы битум-

инозных сланцев // Минеральное сырье. – 1937. – № 12. – С. 59–62.

6. *Лугоvская И. Г., Печенкин И. Г., Якушина О. И.* Развитие отечественной отрасли редких металлов // Разведка и охрана недр. – 2022. – № 9. – С. 14–24.
7. *Лугоvская И. Г., Якушина О. И., Печенкин И. Г., Прудников И. А.* Опыт комплексного освоения ВИМСом титанового сырья уральских месторождений // Разведка и охрана недр. – 2019. – № 11. – С. 3–12.
8. *Ляпин К. З.* Комплексное использование строительного сырья для реконструкции Москвы // Минеральное сырье. – 1937. – № 9. – С. 1–6.
9. *Печенкин И. Г.* Начала отечественной петругрии // Базальтовые технологии. – 2013. – № 2. – С. 16–25.
10. *Федоровский Н. М.* Основные проблемы научно-исследовательских работ Института минерального сырья на третье пятилетие // Минеральное сырье. – 1937. – № 7–8. – С. 1–12.
11. *Шманенков И. В., Зверев Л. В.* Metallургические шлаки // Минеральное сырье. – 1932. – № 7–8. – С. 75–79.

REFERENCES

1. *Abramov F. I.* Redkiye i rasseyannyye elementy [Rare and Dispersed Elements], Osnovnyye itogi raboty Vsesoyuznogo nauchno-issledovatel'skogo instituta mineral'nogo syr'ya za 1940, Moscow, Gosgeolizdat publ., 1941, pp. 19–31. (In Russ.)
2. *Aleksandrov V. P., Andreyevskiy V. N., Lyubimov A. L., Chernosvitov Yu. L.* Raboty Instituta prikladnoy mineralogii i yego rol v obespechenii sotsialisticheskogo stroitel'stva vtorogo pyatiletiya [Works of the Institute of Applied Mineralogy and its role in ensuring socialist construction of the second five-year period], Mineralnoye syr'ye, 1932, No. 10, pp. 56–72. (In Russ.)
3. *Bazhenov P. I., Aleksandrovskiy V. A.* Ispol'zovaniye martenovskikh i vagranochnykh shlakov dlya kamennogo litya [Use of open-hearth and cupola slags for stone casting], Mineralnoye syr'ye, 1933, No. 10, pp. 14–22. (In Russ.)
4. *Britske E. V., Shmanenkov I. V., Tagirov K. Kh.* Opyty polucheniya obogashchennykh titanovykh shlakov pri domennoy plavke titanomagnetitovykh rud [Experiments in obtaining enriched titanium slags during blast furnace smelting of titanomagnetite ores], Mineralnoye syr'ye, 1930, No. 6, pp. 831–838. (In Russ.)
5. *Bryushkov A. A.* Yacheistyye betony iz zoly bituminoznykh slantsev [Cellular concretes from bituminous

shale ash], Mineralnoye syr'ye, 1937, No. 12, pp. 59–62. (In Russ.)

6. *Lugovskaya I. G., Pechenkin I. G., Yakushina O. I.* Razvitiye otechestvennoy otrasli redkikh metallov [Development of the domestic rare metals industry], Razvedka i okhrana neдр, 2022, No. 9, pp. 14–24. (In Russ.)
7. *Lugovskaya I. G., Yakushina O. I., Pechenkin I. G., Prudnikov I. A.* Opyt kompleksnogo osvoyeniya VIMSом titanovogo syr'ya uralskikh mestorozhdeniy [Experience of integrated development of titanium raw materials from Ural deposits by VIMS], Razvedka i okhrana neдр, 2019, No. 11, pp. 3–12. (In Russ.)
8. *Lyapin K. Z.* Kompleksnoye ispol'zovaniye stroitel'nogo syr'ya dlya rekonstruktsii Moskvy [Complex use of building raw materials for the reconstruction of Moscow], Mineralnoye syr'ye, 1937, No. 9, pp. 1–6. (In Russ.)
9. *Pechenkin I. G.* Nachala otechestvennoy petrurgii [Beginnings of Russian petrology], Bazaltovyye tekhnologii, 2013, No. 2, pp. 16–25. (In Russ.)
10. *Fedorovskiy N. M.* Osnovnyye problemy nauchno-issledovatel'skikh rabot Instituta mineral'nogo syr'ya na tretye pyatiletiye [The Main Problems of Scientific Research Work at the Institute of Mineral Resources for the Third Five-Year Period], Mineralnoye syr'ye, 1937, No. 7–8, pp. 1–12. (In Russ.)
11. *Shmanenkov I. V., Zverev L. V.* Metallurgicheskiye shlaki [Metallurgical slags], Mineralnoye syr'ye, 1932, No. 7–8, pp. 75–79. (In Russ.)

Статья поступила в редакцию 27.01.25; одобрена после рецензирования 25.02.25; принята к публикации 25.02.25.
The article was submitted 27.01.25; approved after reviewing 25.02.25; accepted for publication 25.02.25.

Изменчивость условий природного алмазообразования по данным о распределении структурных примесей в объеме кристаллов алмаза

Аннотация. На основе массового изучения распределения структурных примесей в объеме кристаллов алмаза из трубок и россыпей разных регионов мира показана взаимосвязь форм роста кристаллов и температуры их формирования. Октаэдрические алмазы образовались в наиболее высокотемпературных и глубинных условиях, а кубические – в относительно низкотемпературных и наименее глубинных, вблизи равновесия «алмаз–графит». В ряду куб–октаэдр алмазы со сменой механизма роста занимают промежуточное положение. Кристаллы со сменой форм роста октаэдр → куб, распространенные среди архангельских алмазов (месторождение им. М. В. Ломоносова), сформировались преимущественно в результате снижения температуры и при избытке углеводородного источника вещества алмаза на всём протяжении его роста. Кристаллы со сменой форм роста куб, кубооктаэдр → октаэдр, характерные для месторождений Якутии, сформировались в относительно узком диапазоне температур, но при значительном уменьшении концентрации углеводородов в среде на заключительном этапе роста.

Ключевые слова: алмаз, кристалл, габитус, внутреннее строение, послойный и нормальный механизм роста, зональность, структурные примеси, азот, водород, условия алмазообразования.

ХАЧАТРЯН ГАЛИНА КАРЛЕНОВНА, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, khachatryan_g_k@mail.ru

АНАШКИНА НАТАЛИЯ ЕВГЕНЬЕВНА, кандидат технических наук, научный сотрудник, anashkina@tsnigri.ru

Федеральное государственное бюджетное учреждение «Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов» (ФГБУ «ЦНИГРИ»), г. Москва

Variability of conditions of natural diamond formation based on data on the distribution of structural impurities in the volume of diamond crystals

G. K. KHACHATRYAN, N. E. ANASHKINA

Federal State Budgetary Institution "Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals" (FSBI "TSNIGRI"), Moscow

Annotation. Based on a large-scale study of the distribution of structural impurities in the volume of diamond crystals from pipes and placers in different regions of the world, the relationship between the crystal growth forms and the temperature of their formation is shown. Octahedral diamonds were formed in the highest-temperature and deepest conditions, and cubic diamonds – in relatively low-temperature and shallowest conditions, near the diamond-graphite equilibrium. In the cube-octahedron series, diamonds with a change in the growth mechanism are in an intermediate position. Crystals with a change in the octahedron → cube growth forms, common among Arkhangelsk diamonds (Lomonosov deposit), were formed mainly as a result of a decrease in temperature and with an excess of the hydrocarbon source of the diamond substance throughout its growth. Crystals with a change in the cube → cuboctahedron → octahedron growth forms, typical for Yakutia deposits, were formed in a relatively narrow temperature range, but with a significant decrease in the concentration of hydrocarbons in the medium at the final stage of growth.

Key words: diamond, crystal, habit, internal structure, layered and normal growth mechanism, zoning, structural impurities, nitrogen, hydrogen, conditions of diamond formation.

Введение. Глубинные условия кристаллизации алмазов кимберлитов и лампроитов являются предметом дискуссий. Прямые методы термобарометрии, основанные на свойствах самого алмаза, в настоящее время мало разработаны. Оценка термодинамических параметров алмазообразования проводится по минералам-узникам алмаза, без учёта того, что часть из них является протогенетическими. Кроме того, условия экспериментов по синтезу алмаза существенно отличаются от природных. Об этом свидетельствуют значительные различия свойств и внутреннего строения алмазов, синтезированных в системе металл–углерод и алмазов кимберлитового типа [3, 9, 15].

В алмазе, практически полностью состоящем из углеродных атомов, важную информацию об условиях его кристаллизации несут примеси, среди которых первостепенное значение имеют сингенетичные алмазу азот и водород, входящие в его кристаллическую решётку. Они захватываются в процессе роста кристаллов и закономерно распределены в их объёме. Для отдельно взятого кристалла вариации содержаний примесей по зонам роста от центральных областей к периферическим отражают эволюцию условий его формирования в глубинах земли. При этом массовое сравнительное изучение распределения азота и водорода в объёме кристаллов различного габитуса из разных месторождений позволяет выявить общие тенденции и закономерности природного алмазообразования, которые следует учитывать при разработке критериев прогноза и поисков месторождений алмаза [4]. Однако подобные исследования сравнительно немногочисленны [16–18, 25–27, 41 и др.], что отчасти обусловлено трудностями изготовления плоскопараллельных пластин, вырезанных из целого кристалла алмаза в определённых кристаллографических направлениях. Вместе с тем значительное число публикаций посвящено вопросам внутреннего строения и механизмам роста природных кристаллов алмаза [6, 9, 13 и др.]. Было показано [22], что основным механизмом роста природных алмазов является послойный (тангенциальный) рост октаэдрических граней. Во внутреннем строении алмазов это часто проявляется в виде концентрической зональности параллельно {111} с прямолинейными границами зон роста. Кубические кристаллы алмаза характеризуются иной – ветвящейся волокнистой или столбчатой – структурой, в которой направление осей волокон совпадает

с направлением роста кристалла [36]. Такое строение алмазов является проявлением нормального механизма роста, а его признаком на картинах внутреннего строения является извилистая граница фронта роста граней. Всё многообразие картин (типов) внутреннего строения природных алмазов преимущественно обусловлено разным сочетанием областей роста, образовавшихся за счёт послойного и нормального механизмов, включая их смену и неоднократное чередование, а также одновременное развитие в секториальных структурах при смешанном механизме роста [36].

Наблюдаемые с помощью разных физических методов картины внутреннего строения алмаза во многом обусловлены неравномерным распределением в объёме кристалла структурных примесей азота в виде пар (А-центры) и тетраэдрически сгруппированных вокруг вакансии замещающих углерод атомов (В-центры) [19, 30]. Соотношение концентраций азота в разных формах (NA, NB) в алмазе используется для геотермометрии, что основано на экспериментальных данных по синтезу и отжигу кристаллов алмаза [12, 29, 31], а также оценках температур природного алмазообразования по минералам-узникам. С учётом всего этого была предложена модель агрегации азота в алмазах в зависимости от температуры и длительности пребывания их в мантии [32, 38]. Несмотря на дискуссионность данной модели, построенная на её основе диаграмма [39] пользуется большой популярностью среди исследователей. Она удобна для сравнительной количественной характеристики отдельных кристаллов и сопоставления между собой групп алмазов по соотношению суммарного содержания в них азота ($N_{\text{tot}} = NA + NB$) и степени его агрегации ($\%NB = 100 \times NB/N_{\text{tot}}$).

Генетически информативной характеристикой помимо азота служит содержание в алмазе структурной примеси водорода, химически адсорбированного кристаллом в процессе его роста. Следует отметить, что в настоящее время рассматриваются несколько альтернативных моделей строения водородных центров в кристаллах алмаза [20, 33, 40]. Несмотря на это, относительное содержание водородных дефектов в алмазе может быть оценено по интенсивности поглощения их характеристических линий в инфракрасных спектрах. Как было показано нами ранее [2, 24], концентрация структурной примеси водорода в алмазах зависит от механизма их роста и отражает особенности химизма среды кристаллизации.

Впервые распределение азота и водорода в объеме кристаллов было рассмотрено нами на примере пяти алмазных пластин в работе [2]. Согласно полученным данным, в пирамидах роста граней октаэдра, имеющих послойное строение, содержание водородных центров оказалось существенно ниже, чем в пирамидах роста куба, обладающих волокнистым строением. Кроме того, центральные области всех изученных кристаллов были обогащены водородом по сравнению с периферическими. Позднее все эти закономерности были подтверждены в результате изучения

нескольких десятков специально подобранных кристаллов из месторождений разных регионов мира [25–27, 35].

Основная задача настоящей работы – на основе анализа представительных данных о распределении азота и водорода в объеме кристаллов алмаза оценить влияние температуры и особенностей химизма среды на формы их роста.

Образцы и методы исследования. Алмазы для исследования отбирались из разных месторождений (таблица): Якутии (трубки Мир, им. XXIII съезда КПСС, Айхал, Юбилейная, Прогнозная, Удачная),

Таблица. Распределение структурных примесей в объеме кристаллов алмаза с различным внутренним строением

Номера образцов	Характеристика кристалла и его участков					T °C
	Внутреннее строение		Содержание примесей			
	Тип	Зона, пирамида роста	N _{tot} , at. ppm	%NB	H, см ⁻¹	
1	2	3	4	5	6	7
Октаэдры						
M1	O-1	Центр<111>	1008	39	0,6	1100
		Край<111>	1018	24	0	1085
M2	O-1	Центр<111>	555	18	0,6	1090
		Край<111>	528	20	0,2	1090
M3	O-2	Центр<111>	808	43	–	1110
		Край<111>	390	32	–	1110
M4	O-3	Центр<100> – зона 1	491	31	1,7	1110
		Край<111> – зона 2	827	20	0,1	1085
X1	O-1	Центр<111>	51	50	0	1175
		Край<111>	448	5	0,2	1060
U1	O-1	Центр<111>	285	67	0,2	1160
		Край<111>	64	33	0,3	1160
U2	O-4	Центр<111>	–	–	1	–
		Центр<100>	852	33	13,7	1100
		Край<111>	845	30	0,3	1060
U3	O-5	Центр<111> – зона 1	1257	39	1,1	1095
		Центр<100> – зона 2	29	7	–	1125
		Край<111> – зона 3	1141	24	0,3	1060
A1	O-1	Центр<111>	382	27	0,1	1110
		Край<111>	345	25	0	1110
K1	O-1	Центр<111>	499	96	–	1200
		Край<111>	131	82	4,7	1200
K2	O-1	Центр<111>	1711	20	0,8	1075
		Край<111>	1276	14	0,5	1070

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7
MM1	O-6	Центр<111>	444	18	0,2	1090
		Край<100>	440	0	0,8	1040
G1	O-0	Центр<111> – зона 1	413	34	0,6	1120
		Край<111> – зона 2	361	36	0,4	1125
G4	O-7	Центр<111> – зона 1	254	39	0,1	1130
		Край<111> – зона 2	79	14	0,2	1125
G5	O-1	Центр<111>	347	35	0,3	1125
		Край<111>	211	42	0,3	1140
G7	O-7	Центр<111>	799	57	–	1130
		Промежуточная	1 387	52	5,5	1105
		<100> + <111>				
		Край<111>	448	28	0,5	1105
G10	O-4	Центр<100> + <111>	606	34	1,2	1105
		Промежуточная <111>	207	18	0,3	1110
		Край<111>	147	10	0,3	1100
Додекаэдрониды						
U4	Д-1	Центр<111>	482	72	0,4	1155
		Край<111>	238	67	1,5	1160
Yu1	Д-1	Центр<111>	710	13	0,2	1075
		Край<111>	853	8	0,8	1055
Pr1	Д-2	Центр<111>	343	88	0,3	1190
		Край<111>	57	61	0,4	1190
Pr2	Д-2	Центр<111>	576	77	0	1160
		Край<111>	135	44	0,8	1160
NU1	Д-1	Центр<111>	507	41	1,6	1125
		Край<111>	549	42	1,3	1125
NU2	Д-1	Центр<111>	903	16	0	1075
		Край<111>	390	3	0	1050
NU3	Д-1	Центр<111>	213	17	0,2	1110
		Край<111>	528	15	0	1090
NU4	Д-1	Центр<111>	396	27	0,7	1110
		Край<111>	958	13	0	1070
NU5	Д-1	Центр<111>	500	65	1,3	1145
		Край<111>	570	32	0,5	1105
NU6	Д-1	Центр<111>	421	18	0,5	1100
		Край<111>	431	14	0,3	1095
NU7	Д-2	Центр<111> – зона 1	368	38	0,6	1130
		Край<111> – зона 2	340	38	0,5	1125
NU9	Д-2	Центр<111>	332	49	0	1135
		Край<111>	476	29	0	1110
NU10	Д-2	Центр<111>	531	17	0,5	1090
		Край<111>	539	10	0	1075

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7
NU11	Д-0	Центр<111>	89	70	0	1190
		Край<111>	46	54	0	1185
NU12	Д-4	Центр<111> зона 1	1069	30	3,6	1090
		Центр<100>	–	–	–	–
		Край<111> зона 2	182	34	0,8	1115
NU13	Д-3	Центр<100>	509	28	1,5	1105
		Край<100>	633	30	1,6	1105
NU14	Д-5	Центр<111>	1040	18	4,7	1075
		Центр<100>	658	20	9,4	1090
		Край<111>	260	25	0,9	1115
NU15	Д-5	Центр<111>	1581	21	0,9	1070
		Центр<100>	–	–	–	–
		Край<111>	886	42	0,2	1110
NU19	Д-3	Центр<100> – зона 1	160	44	0	1150
		Край<100> – зона 2	125	23	0	1140
L1	Д-2	Центр<111>	878	22	7,6	1085
		Край<111>	721	22	6,5	1090
K6	Д-7	Центр<111> – зона 1	2217	24	1,3	1070
		Край<111> – зона 2	2221	18	1	1060
P1	Д-1	Центр<111>	1 491	46	1	1100
		Край<111>	916	36	6,7	1100
MM2	Д-6	Центр<111>	390	32	0,5	1120
		Край<100>	861	11	≤ 0,5	1060
MM3	Д-6	Центр<111>	2000	0	1,2	~ 1000
		Край<100>	1200	0	0,7	~ 1000
MM4	Д-6	Центр<111>	2300	0	0,8	~ 1000
		Край<100>	728	2	0,6	1025
K7	Д-6	Центр<111>	1604	38	–	1095
		Край<100>	1253	0	0,7	1025
K8	Д-5	Центр<hhl>, <100>?	1111	11	0	1060
		Край <hhl>, <100>?	971	10	0,1	1060
K9	Д-2	Центр<111>	1446	23	1,2	1075
		Край<111>	675	0	0	1025
K11	Д-0	Центр<111>	265	10	0,1	1095
		Край<111>	251	12	0	1100
K12	Д-1	Центр<111>	1264	23	0,6	1075
		Край<111>	1153	17	0,3	1075
K13	Д-0	Центр<111>	268	13	0	1100
		Край<111>	234	13	0	1105
K15	Д-3	Центр<100>	1137	0	0,5	~ 1000
		Край<100>	987	0	0,3	~ 1000
K16	Д-3	Центр<100>	1411	0	5,4	~ 1000
		Край<100>	1599	20	4,4	1075

Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6	7
G12	Д-1	Центр<111>	458	47	0,1	1130
		Край<111>	425	47	0	1130
Кубы, кубоиды, тетрагексаэдровиды						
U5	К-1	Центр<100>	439	5	2,3	1060
		Край<100>	142	12	1,0	1110
U6	К-1	Центр<100> – зона 1	1033	30	2,2	1085
		Край<100> – зона 2	692	27	4,6	1110
U8	К-4	Центр<100> – зона 1	566	0	2	1020
		Край<111> – зона 2	741	42	0	1100
L3	К-2	Центр<100>	1 090	9	5,6	1055
		Край<100>	757	12	0	1070
K18	К-6	Центр<111> – зона 1	1 439	5	0	1035
		Край<100> – зона 2	540	6	0	1060
K19	К-5	Центр<hhl>	1 046	11	2,4	1060
		Край<hhl>	596	11	3	1075
MM5	К-3	Центр<100>	563	6	1,6	1060
		Край<100>	474	18	≤ 0,5	1095
MM6	К-8	Центр<111>	449	55	1,3	1135
		Край<100>	415	13	0,5	1085
MM7	К-8	Центр<111>	969	23	0,6	1080
		Край<100>	374	14	0	1095
MM9	К-8	Центр<111>	1 647	30	1,3	1080
		Край<100>	2 579	32	1,9	1075
MM10	К-3	Центр<100>	1 069	0	0,9	~ 1000
		Край<100>	1 009	0	0,5	~ 1000
MM11	К-8	Центр<111>	635	22	0	1095
		Край<100>	890	0	0,9	~ 1000
MM12	К-3	Центр<100>	560	9	0,7	1075
		Край<100>	819	0	0	~ 1000
MM13	К-8	Центр<111>	565	28	0,5	1105
		Край<100>	768	3	0,5	1025
K20	К-7	Центр<111> – зона 1	2605	20	2,1	1060
		Край<100> – зона 2	2193	18	1,3	1055
K21	К-5	Центр<hhl>?<100>	1208	0	4	~ 1000
		Центр<hhl>?<100>	1469	20	4,2	1070
K22	К-9	Центр 1 <100>	1460	0	3,9	~ 1000
		Центр 1 <111>	1122	20	2	1075
		Центр 2 <111>	1543	19	1,4	1095
		Край<100>	1438	0	1,5	~ 1000

Примечание. Алмазы из трубок: Мир – M1-M4, им. XXIII съезда КПСС – XI, Удачная – U1-6, 8, Айхал – A1, Юбилейная – Yu1, Прогнозная- Pr1-2, им. В. П. Гриба – G1, G4-5, G7, G10, G12, им. А. П. Карпинского-1 – K1-2, K6-9, K11-13, K15-16, K18-22, им. М. В. Ломоносова – L1 и L3, Поморская – P1, Мбужи Майи – MM1-7, MM9-13; алмазы из россыпей Северного Урала – NU1-7, NU9-15, NU19; нумерация образцов, охарактеризованных в [35], сохранена. Температура определялась по [39] для условного «возраста» алмазов 3 млрд лет. Жирным шрифтом выделены температуры, характерные для внутренних зон каждого из кристаллов; зоны 1, 2 и 3 – те же, что и на рисунках 1–3; прочерк – данные отсутствуют.

Архангельской области (трубки им. В. П. Гриба, М. В. Ломоносова, А. П. Карпинского-1, Поморская), Северного Урала (россыпи Вишерского района), Конго (трубка Мбужи-Майи). Образцы, представляющие собой пластины, вырезанные перпендикулярно направлениям [110], [100] либо [111] из кристаллов октаэдрического, округло-ромбодекаэдрического и кубического, а также данные по их внутреннему строению, были предоставлены Г. А. Гуркиной, Ф. В. Каминским, О. Д. Захарченко, Г. П. Кудрявцевой, В. К. Гараниным и М. Г. Копыловой. Всего изучены 68 кристаллов, среди которых 17 октаэдров, 34 додекаэдроиды, 17 кубов и тетрагексаэдроидов.

Для исследования структурных примесей в кристаллах алмаза использовалась ИК-спектроскопия. ИК-спектры записывались на ИК-Фурье спектрометре марки Nicolet 380 с микроскопом Centaurus компании THERMO Electron Corporation. Для определения концентраций азота в алмазах использовалась методика, изложенная в работе [23], относительное содержание структурной примеси водорода (H) оценивалось по коэффициенту поглощения спектральной линии $\sim 3107 \text{ см}^{-1}$. Полученные результаты сопоставлялись с данными по кристалломорфологии и внутреннему строению изученных алмазов. Описание кристалломорфологии большинства проанализированных алмазов выполнено О. Д. Захарченко. Внутреннее строение кристаллов исследовалось с помощью катодной люминесценции на растровом электронном микроскопе «Стереоскан МК-ПА» на физическом факультете МГУ им. М. В. Ломоносова под руководством профессора Г. В. Сапарина.

Результаты исследования. Как видно на рис. 1, для части изученных октаэдрических алмазов с послойным внутренним строением (см. рис. 1, А, Б) механизм роста оставался неизменным на всём его протяжении. Это проявляется в виде квазиоднородности кристалла, в котором едва намечается граница между зонами 1 и 2 (см. рис. 1, А) и послойной октаэдрической зональности другого кристалла (см. рис. 1, Б). Последний в качестве центра кристаллизации содержит небольшой по размерам обломок октаэдрического алмаза более ранней генерации с полицентрическим внутренним строением. По сравнению с этим кристаллы (см. рис. 1, В, Г) сформировались в результате смены механизма роста. Алмаз (см. рис. 1, В) зародился как кубоид (зона 1), характеризующийся нормальным механизмом роста, который уже

на ранней стадии кристаллизации сменился на послойный. Рост алмаза (см. рис. 1, Г), внутренняя область которого представлена секториальной структурой (зоны 1 и 2), преимущественно осуществлялся по смешанному механизму и лишь на завершающей стадии сменился на послойный (узкая зона 3).

Большинство изученных додекаэдроидов представляют собой формы растворения октаэдрических кристаллов. Об этом свидетельствуют сходство внутреннего строения октаэдров и додекаэдроидов (см. рисунки 1, А, Б, Г и 2, А, В, Г), а также сечение октаэдрических граней округлой поверхностью на заключительном этапе формирования кристаллов (см. рис. 2, А, В, Г). Вместе с тем некоторые додекаэдроиды (см. рис. 2, Б) имеют концентрически зональное внутреннее строение с волнистой формой фронта роста, которая указывает на то, что его механизм был нормальным.

Внутреннее строение алмазов кубического габитуса (куб, кубоид, тетрагексаэдроид) довольно разнообразно. Часть из них подобно кристаллу (рис. 3, А) сформировались исключительно в результате нормального механизма роста. При этом весьма типична смена механизма роста с послойного (зона 1) на нормальный (зона 2), показанная на рис. 3, Б, а также нормального (зона 1) на смешанный (зоны 2 и 3 на рис. 3, В). В некоторых кристаллах (см. рис. 3, Г) обнаружено неоднократное изменение механизма роста послойного (зона 1) на нормальный, затем вновь послойный, сменяющийся нормальным на заключительном этапе роста (зона 2).

Детальное описание внутреннего строения изученных алмазов имеет большое значение для правильной интерпретации данных по распределению структурных примесей в объёме отдельных кристаллов. Важно при этом учитывать, что геометрический центр сильно деформированных кристаллов, довольно распространённых в некоторых месторождениях, например, среди алмазов районов Гуаниамо (Венесуэла) и Жуина (Бразилия) [37, 41], часто не соответствует началу кристаллизации. В настоящей работе подобные алмазы не рассматривались. В каждом изученном кристалле (см. таблицу) измерялись концентрации структурных примесей, соответствующие раннему этапу его роста (центр) и завершающему (край).

Для удобства сопоставления большого объёма данных по распределению азота и водорода

по зонам роста кристаллов нами проведена типизация изученных алмазов по характеру их внутреннего строения, фиксируемого с помощью картин катодolumинесценции.

Выделенные типы (рис. 4), многие из которых соответствуют уже известным ранее [6, 9], не охватывают всего многообразия внутреннего строения природных алмазов, а характеризуют лишь изученные нами образцы. Предлагаемые схемы внутреннего строения кристаллов составлены для трёх их морфологических групп: октаэдров (О),

додекаэдроидов (Д), а также кубов, кубоидов и тетрагексаэдроидов (К). Для октаэдров выделены 7 типов (схем) внутреннего строения. Первые три – О-0, О-1 и О-2 – соответствуют кристаллам с квазиоднородным, послойно-замкнутым и послойно-незамкнутым внутренним строением, которые являются результатом роста исключительно по послойному механизму. Кристаллы О-3–О-6 образовались в результате смены механизма роста. О-3 – нормального на послойный, О-4 и О-5 – смешанного на послойный, О-6 – послойного

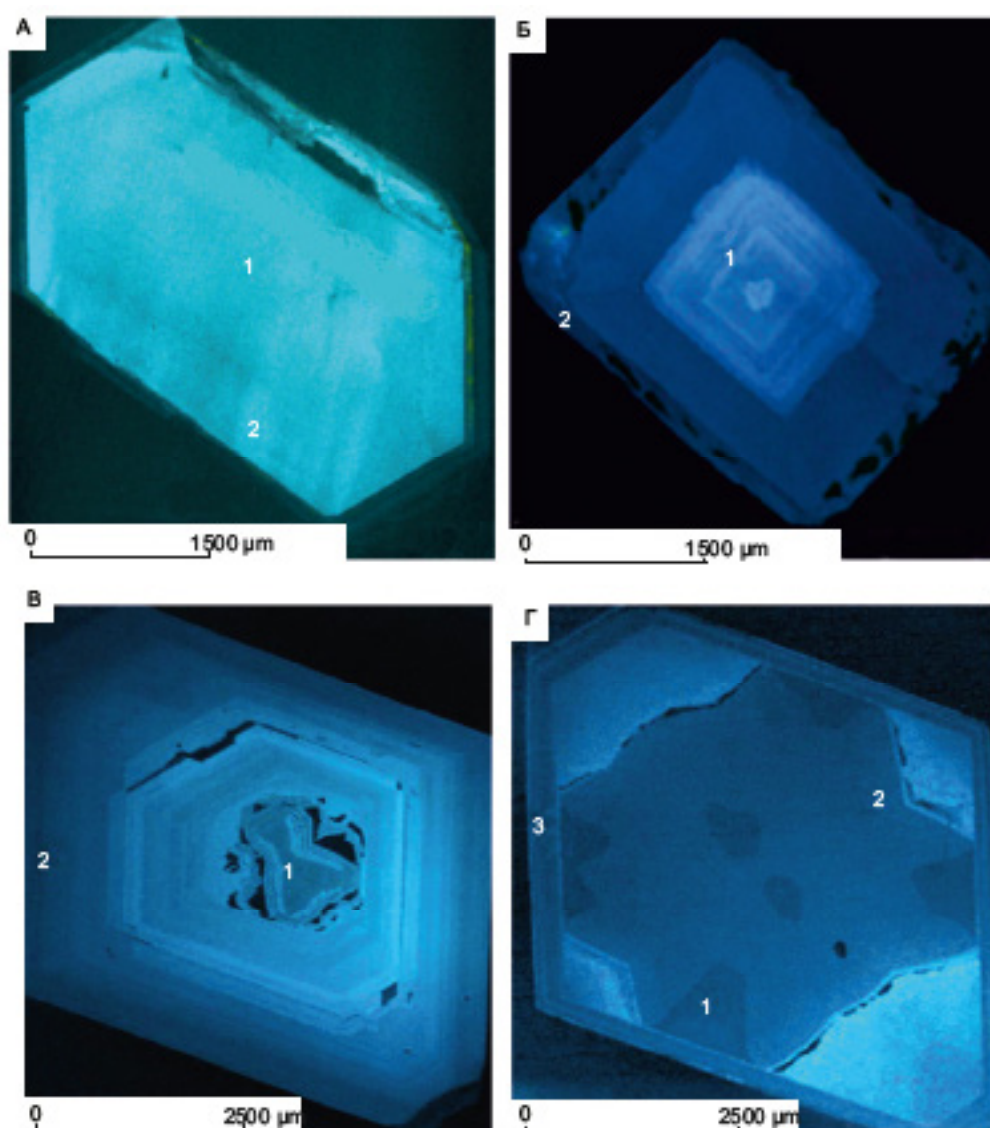


Рис. 1. Характерные картины внутреннего строения алмазов октаэдрического габитуса:

А – квазиоднородного (№ G1); Б – послойного (№ G4); В – с центральной кубоидной областью (№ M4); Г – с центральной кубооктаэдрической областью (№ U3); номера кристаллов те же, что и в таблице

на нормальный («алмаз в оболочке»). В качестве самостоятельного выделен тип О-7 с центральным включением алмаза ранней генерации «алмаз в алмазе». Подобные включения являются самыми распространёнными минеральными включениями в алмазах кимберлитового типа [5]. Как упоминалось выше, внутреннее строение большинства изученных додекаэдроидов сходно со строением октаэдров, причем типы Д-0–Д-2 соответствуют типам О-0–О-2, а типы Д-4–Д-7 – типам О-4–О-7. Исключение составляет тип Д-3,

который характеризуется волокнистым строением и не имеет аналогов среди октаэдрических кристаллов.

Алмазы кубического габитуса своеобразны по своему внутреннему строению.

Нормальный механизм роста алмазов типов К-1, К-2 и К-3 не менялся на всём его протяжении, в результате чего кристаллы демонстрируют своеобразную зональность, с границами зон, приблизительно параллельными граням куба. Алмазы типов К-6, К-7 и К-8 сопоставимы с алмазами

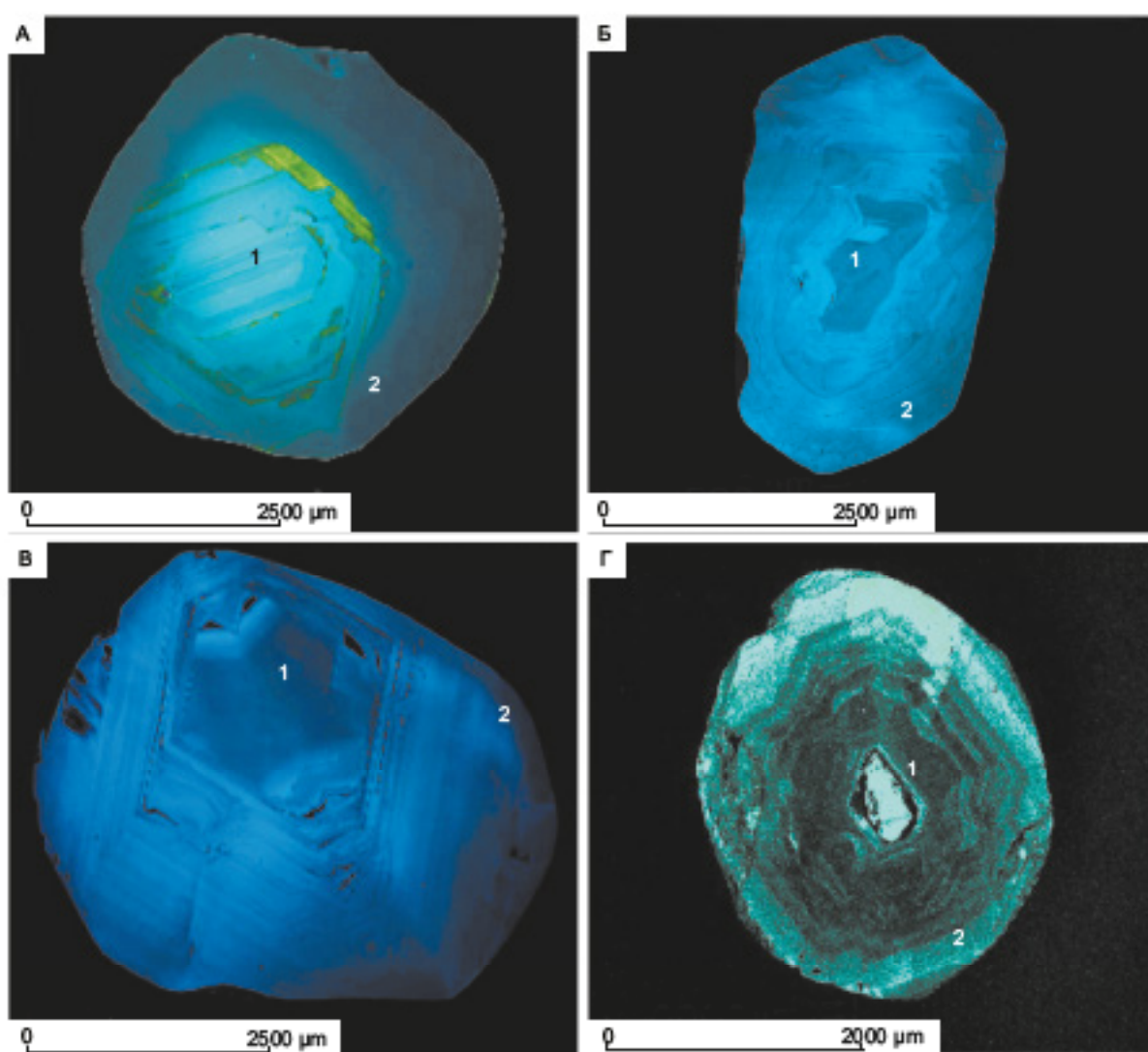


Рис. 2. Характерные картины внутреннего строения алмазов округло-ромбододекаэдрического габитуса:

А – послойно-октаэдрического (№ NU7); Б – волокнистого (№ NU19); В – послойно-октаэдрического с центральной кубооктаэдрической областью (№ NU12); Г – послойно-октаэдрического с центральным включением алмаза в алмазе (№ K6); номера кристаллов те же, что и в таблице

типов О-6 и Д-6, так как и те, и другие сформировались в результате смены послойного механизма роста на нормальный, а тип К-9, характеризующийся включениями обломков алмазов в алмазе, по этому признаку близок к типам О-7 и Д-7. Кристаллы типов К-4 и К-5 отчасти сходны с алмазами О-4 и О-5, а также Д-4 и Д-5 благодаря наличию секториальной структуры, которая является результатом смешанного механизма их роста.

Как видно из таблицы, в квазиоднородных алмазах типа О-0 и Д-0 распределение азота (N_{tot})

довольно равномерное. Отчасти это относится и к кристаллам типов О-1–О-2 и Д-1–Д-2, но некоторые из них демонстрируют контрастные изменения содержаний этой примеси от центра кристалла к его периферии. Для большинства из вышеупомянутых кристаллов содержание азота в центральной части значительно выше, чем в периферийной (октаэдр №№ М3, U1, K1, G4, додекаэдрониды U4, NU2, P1, Pr1, Pr2, K9). Для остальных (октаэдр X1, додекаэдрониды NU3, NU4) наблюдается противоположная тенденция.

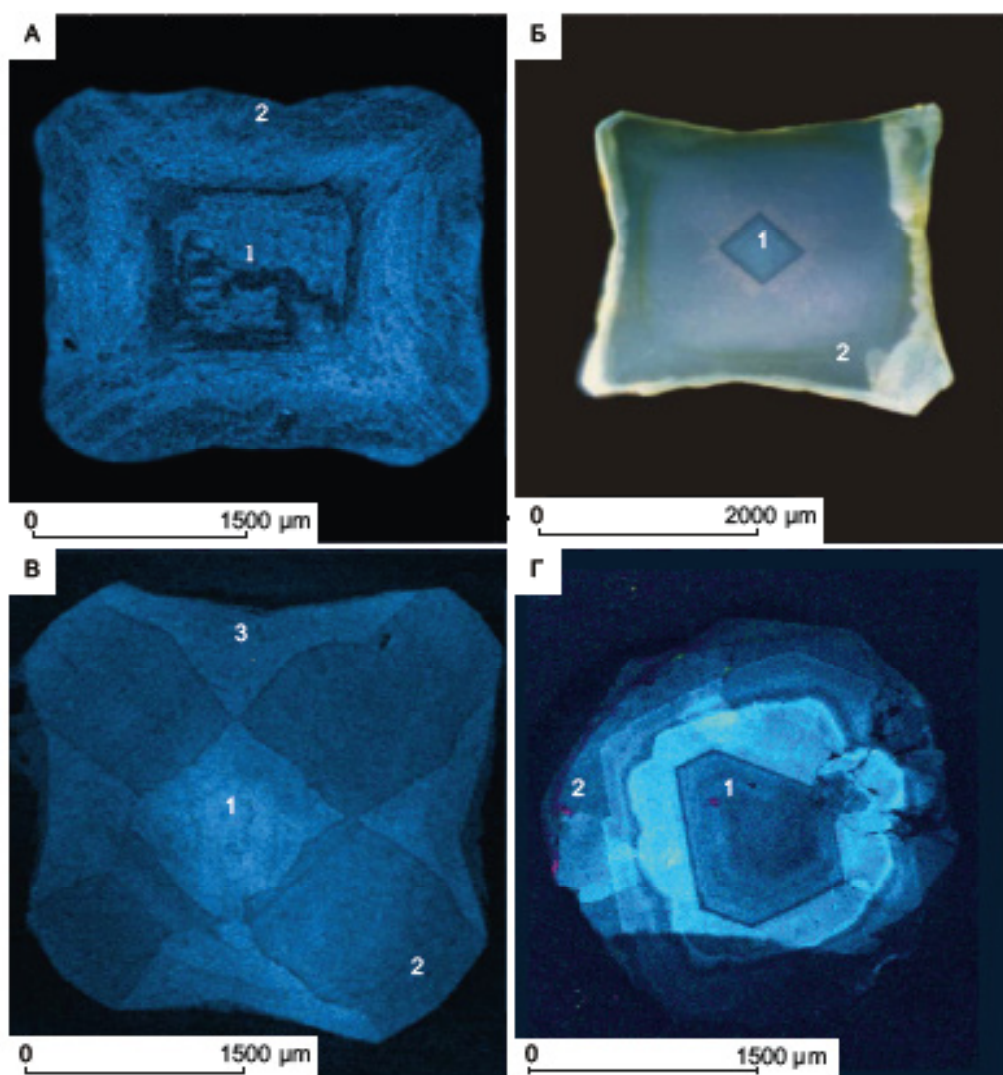


Рис. 3. Характерные картины внутреннего строения алмазов кубического габитуса:

А – волокнистого (№ U6); Б – волокнистого с центральной октаэдрической областью (№ K18); В – волокнистого в центральной области и комбинированного: волокнистого и послойного во внешней (№ U8); Г – с неоднократным чередованием зон с послойным и волокнистым строением (№ K20); номера кристаллов те же, что и в таблице

Контрастные изменения общего содержания азота особенно характерны для зонально-секториальных кристаллов, в процессе формирования которых имела место смена механизма роста от смешанного на раннем этапе до послойного на завершающем. При этом содержание примеси значительно варьирует не только во внутренней и внешней областях кристалла, но и в пирамидах роста октаэдра и куба в пределах секториальной струк-

туры. В качестве примера можно привести алмазы типов О-4–О-5 и Д-4–Д-5 (октаэдры №№ U3, G-10, додекаэдриды NU12, NU14, NU15).

Значимые вариации концентраций азота между внутренней и внешней областями кристаллов характерны и для большинства алмазов кубического габитуса типов К-1, К-2 и К-3, нормальный механизм роста которых не менялся на всём его протяжении.

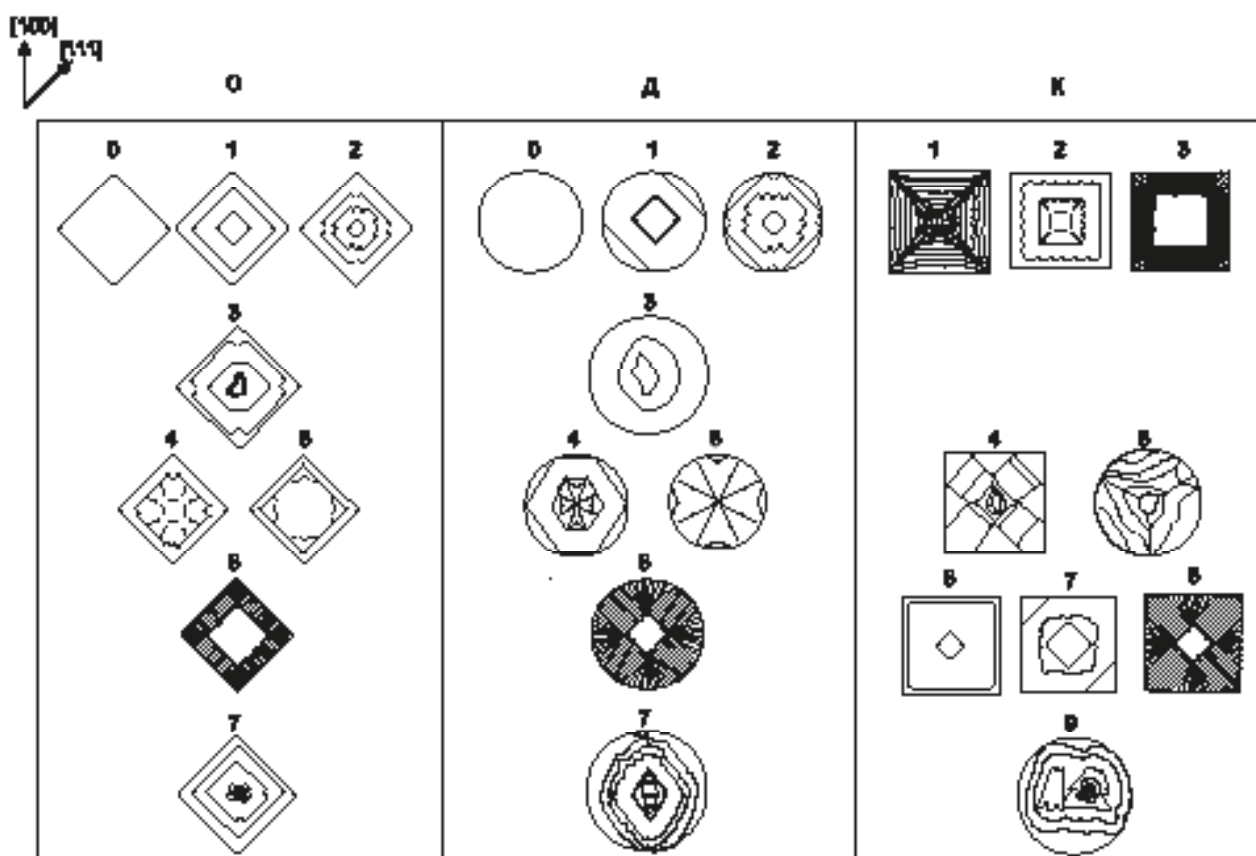


Рис. 4. Основные типы внутреннего строения изученных кристаллов алмаза:

октаэдры: О-0 – квазиоднородные, О-1 – с послойнозамкнутой зональностью, О-2 – с послойнонезамкнутой зональностью, О-3 – с центральной кубоидной областью, О-4, 5 – с центральной секториальной структурой, О-6 – с полупрозрачной оболочкой волокнистого строения, О-7 – с центральным включением алмаза ранней генерации; *додекаэдриды*: Д-0 – квазиоднородные, Д-1 – с послойнозамкнутой октаэдрической зональностью, Д-2 – с послойнонезамкнутой октаэдрической зональностью, Д-3 – с волокнистым строением и волнистой границей фронта роста, Д-4, 5 – с секториально-зональным и секториальным строением соответственно, Д-6 – с полупрозрачной волокнистой оболочкой и октаэдрическим ядром, Д-7 – с центральным включением алмаза ранней генерации; *кубы, кубоиды, тетрагексаэдриды* с волокнистым строением: К-1 – тонкозональным, К-2 – контрастно-зональным, К-3 – с полупрозрачной оболочкой, К-4 – с волокнистым строением в центре и секториальным во внешней зоне, К-5 – с секториальным строением; с центральной октаэдрической зоной: К-6 – со сменой послойно-октаэдрического строения на волокнистое, К-7 – с неоднократным чередованием зон с послойным и волокнистым строением, К-8 – с полупрозрачной волокнистой оболочкой, К-9 – с включениями «алмаз в алмазе»

Внешние области изученных кристаллов в отличие от внутренних характеризуются пониженными концентрациями структурной примеси водорода (см. таблицу). Это согласуется с данными, полученными нами ранее [2, 35]. В центральных областях кристалла с секториальной структурой, обусловленной смешанным механизмом роста, распределение водородных центров крайне неравномерно, причём содержание водорода в пирамидах роста куба значительно выше, чем, соответственно, в пирамидах роста октаэдра. Например, в октаэдрическом алмазе № U-2 из трубки Удачная, относящемся к типу О-4, концентрация структурной примеси водорода в $\langle 111 \rangle$ составляет 1,0 усл. ед., а в пирамидах роста $\langle 100 \rangle$ – соответственно 13,7 усл. ед. (см. таблицу). Преимущественное вхождение водородных центров в пирамиды роста куба прослеживается также в кристалле № NU14, принадлежащем к типу Д-5 (см. таблицу). Подобные соотношения, как было показано нами ранее [2], могут объясняться разной способностью граней октаэдра и куба захватывать примеси, а также активным влиянием примеси водорода на механизм роста этих граней.

Для полуколичественной сравнительной характеристики температур формирования центральной (центр) и внешней (край) зон изученных кристаллов использовался геотермометр, основанный на модели У. Тэйлора с соавторами [38, 39] с учётом «условного возраста» алмазов 3 млрд лет (см. таблицу, рис. 5). Как видно на рис. 5, А, температура формирования внешней зоны октаэдрических кристаллов не выше, чем соответственно внутренней (см. таблицу и рис. 5, А). Это не противоречит предполагаемой модели, так как температура на заключительном этапе роста алмаза одновременно является температурой отжига для внутренних областей кристалла. При этом обратное соотношение, согласно модели [38], недопустимо, так как под действием высоких температур на завершающей стадии роста кристалла должно было бы произойти выравнивание температур алмазообразования во всём объёме кристалла. Однако для большинства кубов и некоторых додекаэдров, обладающих соответственно волокнистым и секториально-зональным внутренним строением, температура, измеренная во внешней зоне выше, чем, соответственно, во внутренней (см. таблицу и рис. 5, Б).

На рис. 5, А видно, что октаэдрические алмазы из одной и той же трубки сходны между собой

по температурам формирования и отличаются от соответствующих групп алмазов из других трубок. Например, фигуративные точки алмазов из трубки Мир образуют на диаграмме поле в температурном диапазоне 1080–1110 °С, алмазы из трубки им. В. П. Гриба (Архангельская область) расположены в области 1100–1130 °С, а из трубки Удачная – соответственно 1100–1160 °С. Вместе с тем в каждой из рассматриваемых трубок октаэдры с центральной кубоидной или кубооктаэдрической областями, рост которых изначально происходил по нормальному или смешанному механизму, более низкотемпературные по сравнению с кристаллами, целиком сформированными в результате послойного роста. Эти данные наглядно иллюстрируют взаимосвязь между типоморфизмом алмазов из различных трубок и температурными условиями алмазообразования. Подавляющее большинство октаэдрических алмазов группируется вдоль линии $T_{\text{центр}} = T_{\text{край}}$, за исключением единичных кристаллов, центральная область которых более высокотемпературная (см. рис. 5, А). Додекаэдровиды с послойным внутренним строением, преимущественно образовавшиеся в результате растворения октаэдров, близки к ним по условиям формирования (см. таблицу и рис. 5, А).

Из сопоставления рисунков 5, А и 5, Б можно видеть, что в одной и той же трубке алмазы кубического габитуса более низкотемпературные, чем октаэдрические. Так, в трубке им. Карпинского-1 (Архангельская область) кубические кристаллы алмаза характеризуются температурами 1000–1070 °С, октаэдрические – 1080–1200 °С, а в трубке Удачная соответствующие значения составляют 1060–1090 и 1100–1160 °С.

Примечательно, что подавляющее большинство алмазов, рост которых на всём его протяжении проходил по нормальному механизму, характеризуются «аномальным» трендом температур формирования: внешняя зона более высокотемпературная, чем внутренняя. Однако для кристаллов кубического габитуса с центральной октаэдрической зоной это нетипично. Эволюция их температур образования соответствует тренду, который наблюдается для октаэдрических алмазов (см. рис. 5, А, Б).

Обсуждение результатов. Как отмечено выше, общее содержание азота внутри кристаллов алмаза, образовавшихся в результате смены механизма роста, крайне неоднородно. Контрастные

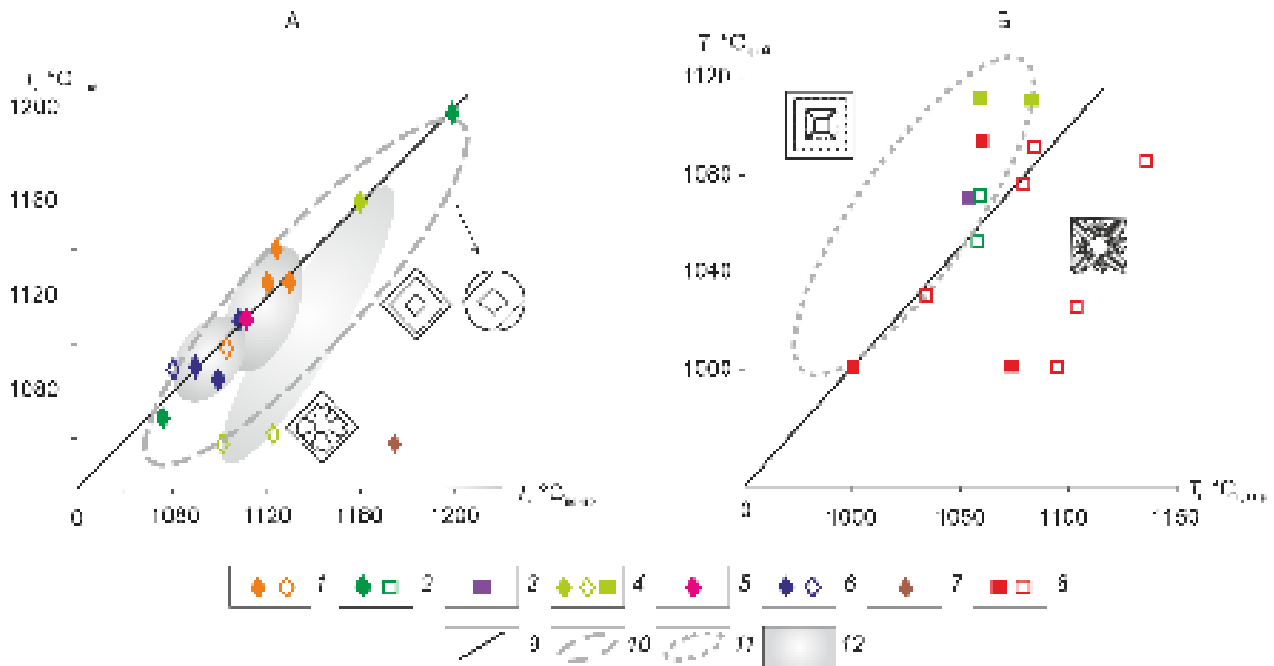


Рис. 5. Соотношение температур алмазообразования в центральной ($T_{\text{центр}}$) и краевой ($T_{\text{край}}$) зонах кристаллов октаэдрического, округло-ромбодекаэдрического (А) и кубического (Б) габитуса из различных месторождений:

1–8 – алмазы: из трубок Архангельской области: 1 – им. В. П. Гриба, 2 – им. А. П. Карпинского, 3 – им. М. В. Ломоносова, из трубок Якутии: 4 – Удачная, 5 – Айхал, 6 – Мир, 7 – им. XXIII съезда КПСС, 8 – из трубки Мбужи Майи, Конго; 9 – линия $T_{\text{центр}} = T_{\text{край}}$; 10 – границы области додекаэдроидов с послойным строением (типы Д-0, Д-1, Д-2); 11 – область кубов типов К-1, К-2, К-3; 12 – поля распространения изученных алмазов из трубок Мир, Удачная, им. В. П. Гриба; температуры определялись по диаграмме [39] для условного возраста алмазов 3 млрд лет; ромбы с цветной заливкой – октаэдры типов О-0, О-1 и О-2, без нее – типов О-3, О-4, О-5 соответственно; квадраты с цветной заливкой – кубы типов К-1, К-2, К-3, без нее – соответственно типов К6, К-7, К-8; типы алмазов те же, что и на рис. 4

изменения концентрации этой примеси часто встречаются даже в алмазах с послойно-октаэдрическим строением, механизм роста которых на всём его протяжении оставался неизменным. Это не совсем понятно с позиций «отжиговой» концепции образования азотных центров в алмазах, положенной в основу модели [38]. Согласно этой концепции, в кристалл первоначально встраиваются одиночные азотные атомы (N-центры), превращающиеся под действием высоких температур в течение длительного времени в А-центры, которые в свою очередь объединяются, образуя В-центры. Можно было бы ожидать, что при температурном воздействии в процессе посткристаллизационного отжига или во время роста внешней зоны кристалла во всём его объёме меняется не только степень агрегации (%NB), но и общее содержание азота (N_{tot}), то есть рас-

пределение примеси должно быть достаточно однородным. Таким образом, наблюдаемые изменения содержаний азота, весьма типичные для изученных алмазов разного габитуса и внутреннего строения, могут свидетельствовать об определённых ограничениях диффузии азота в объёме кристалла алмаза после окончания его роста и о «ростовой» природе структурных примесей в алмазе. Можно предположить, что миграция азота в кристалле была ограничена отдельными зонами и пирамидами его роста из-за наличия границ раздела между ними. Ещё одним фактором, затрудняющим диффузию азота, по-видимому, является волокнистая структура алмазов.

Если принять, что диффузия азота в кристалле была ограничена отдельными зонами и пирамидами его роста, то, согласно «отжиговой» концепции, температуры, оценённые в разных зонах

кристалла, должны быть одинаковыми и соответствовать температуре формирования внешней зоны алмаза или его посткристаллизационного отжига. В крайнем случае, если допустить, что ядро кристалла условно «древнее» оболочки, то измеренные при фиксированном времени температуры в ядре, по [38], должны быть несколько выше, чем, соответственно, в оболочке. Подобные соотношения, удовлетворяющие модели У. Тейлора, типичны для проанализированных алмазов октаэдрического габитуса с послойным внутренним строением и большинства образовавшихся за счёт их растворения додекаэдров (см. таблицу и рис. 5, А). Однако для кристаллов с волокнистым внутренним строением, главным образом кубов и тетрагексаэдров, наблюдается противоположная тенденция, когда измеренная температура во внешней зоне существенно выше, чем в ядре (см. рис. 5, Б).

Таким образом, результаты термометрии алмазов, обладающих волокнистым внутренним строением и сформировавшихся в результате нормального механизма роста, не соответствуют представлениям об «отжиговой» природе азотных центров в алмазах. Альтернативная концепция о ростовом происхождении структурных примесей азота в алмазах развивается в работах отечественных исследователей [3, 14, 19]. Е.В. Соболев обосновывал первоначальное вхождение азота в алмаз в форме молекулы N_2 с образованием А-центров [19]. Г.Б. Бокий с соавторами (1986), а также Ю.Н. Пальянов с соавторами (1997) полагали, что условия агрегации азота в алмазе соответствуют условиям роста кристалла. Иначе говоря, в каждый момент времени атомы азота встраиваются в узлы кристаллической решётки на растущей грани алмаза в той конфигурации (одиночные атомы, пары, тетраэдры) и в том соотношении, которые энергетически выгодны при имеющихся *РТ*-условиях. Подтверждением вышесказанного служат экспериментальные данные А.А. Ширяева с соавторами (2005). В алмазах, синтезированных в карбонатной среде при температуре 1600 °С и давлении 7 ГПа в очень непродолжительном эксперименте (2–3 мин), были обнаружены N- и А-центры в соизмеримых концентрациях. Столь значительное количество агрегированного азота в А-форме не могло образоваться практически «мгновенно» за счёт диффузии одиночных атомов азота в твёрдом кристалле. В связи с этим авторы работы [28] предпо-

лагают, что азот встраивался в алмаз в виде пары атомов.

Таким образом, вопрос о том, являются ли азотные центры сингенетическими алмазу или их концентрации определяются условиями посткристаллизационного отжига, до настоящего времени окончательно не выяснен. Решению этой проблемы будут способствовать дальнейшие исследования по синтезу и термической обработке алмазов, а также создание новых моделей трансформаций азотных центров в алмазе.

Несмотря на дискуссионность модели [38], она была разработана с учётом результатов исследования природных алмазов и «проградуирована» по минеральным включениям в кристаллах из трубок Аргайл (Австралия) и Финш (ЮАР). В отсутствие альтернативного геотермометра температуры, определённые по диаграмме [39], можно использовать в качестве полуколичественного критерия для сравнения алмазов из разных трубок, кристаллов с различными формами роста или отдельных зон роста в объёме этих кристаллов.

Согласно существующим представлениям, в ряду факторов, определяющих форму и механизм роста кристаллов, важнейшее значение имеют температура и особенности состава среды кристаллизации [7]. В данном случае речь идёт не только об источниках вещества алмаза, но и о примесях, влияющих на скорость его роста, среди которых одной из самых распространённых, входящих в структуру кристалла, является водород. Рассмотрим соотношения между температурой алмазообразования, концентрацией водородных центров в алмазах, отражающей содержание водорода в среде, и их кристалломорфологическими характеристиками (рис. 6, А, Б).

Полученные результаты (см. таблицу и рис. 5, А, Б) отчётливо демонстрируют зависимость форм роста алмазов кимберлитового типа от температуры алмазообразования.

На рисунке 6, А видно, что октаэдрические алмазы с послойным внутренним строением самые высокотемпературные (1060–1200 °С / 3 млрд лет) по сравнению с другими морфологическими разновидностями природных алмазов (см. рисунки 5, А, 6, А и 7). Как отмечалось выше, температура их формирования существенно не меняется в процессе роста, о чём свидетельствует группирование этих алмазов вдоль линии равенства температур $T_{\text{центр}} = T_{\text{край}}$. В отличие

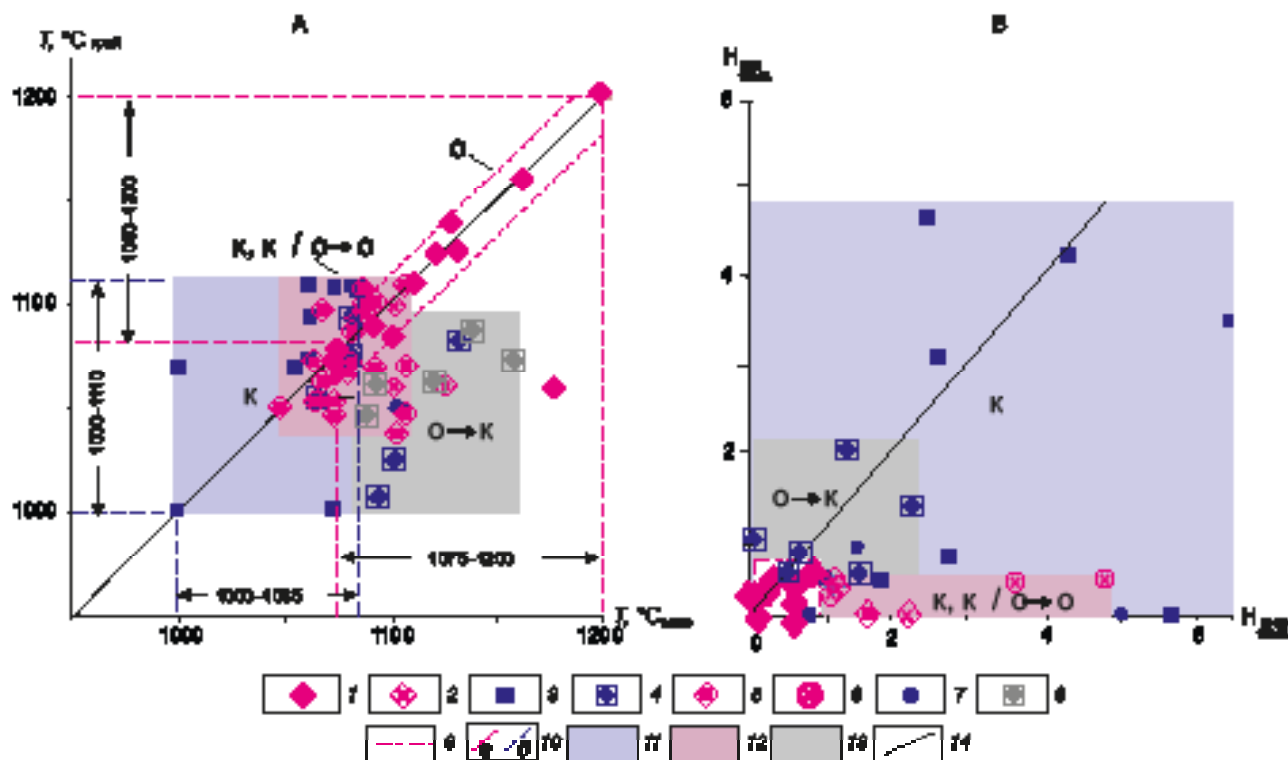


Рис. 6. Эволюция температур алмазообразования (А) и вариации содержаний водородных центров (Б) в объёме кристаллов октаэдрического и кубического габитуса с различным типом внутреннего строения:

$T_{\text{центр}}$ и $T_{\text{край}}$ – температуры алмазообразования соответственно в центральной и краевой части кристаллов, которые определялись по диаграмме [39] для условного возраста алмазов 3 млрд лет; $H_{\text{центр}}$ и $H_{\text{край}}$ – относительные содержания водородных центров в условных единицах соответственно в центральной и краевой части кристаллов; 1 – октаэдры типов О-0, О-1, О-2; 2 – октаэдры с центральной кубооктаэдрической областью типов О-4 и О-5; 3 – кубы с волокнистым строением типов К-1, К-2, К-3; 4 – кубы с центральной октаэдрической областью типов К-6, К-7, К-8; 5 – октаэдры с центральной кубоидной областью с использованием данных [16, 18]; 6 – октаэдры с центральной секториальной структурой, по [21], 7 и 8 – кубы «в оболочке» соответственно с волокнистым строением и с октаэдрическим ядром, по [17]; 9 – граница области октаэдрических алмазов (типы О-0–О-2); 10 – границы температурных интервалов октаэдров О-0–О-2 (А) и кубов К-1–К-3 (Б); 11 – область кубов К-1–К-3 (К); 12 – область октаэдров с кубическим или кубо-октаэдрическим ядром (К, К/О→О); 13 – область кубов с октаэдрическим ядром (О→К); 14 – линии $T_{\text{центр}} = T_{\text{край}}$ (А) и $H_{\text{центр}} = H_{\text{край}}$ (Б); типы алмазов соответствуют рис. 4

от октаэдров кубы, кубоиды и тетрагексаэдрониды, сформировавшиеся в результате нормального механизма роста, не меняющегося на всём его протяжении, напротив, наиболее низкотемпературные (1000–1110 °С / 3 млрд лет). Следует отметить, что влияние температуры (и давления) на форму роста алмазов, согласно разработанной нами модели глубинной структуры Сибирской платформы [24], сопровождается воздействием сжимающих напряжений (стресса). При этом увеличение роли октаэдрических кристаллов относительно кубов с глубиной вполне отвечает и тому,

что в субдукционной синклинали стресс возрастает по мере приближения к замку складки при общем возрастании давления и температуры.

Полученные данные об условиях формирования природных алмазов различного габитуса хорошо согласуются с результатами синтеза кристаллов алмаза в системе металл–углерод, форма которых с увеличением температуры меняется от кубической к кубооктаэдрической и, наконец, октаэдрической [11]. Одновременно с этим в тех же кристаллах в ряду куб–октаэдр наблюдается увеличение доли азота в агрегированной

форме: азотных пар по отношению к одиночным, замещающим углерод атомам. Априори эта закономерность была распространена и на морфологические разновидности алмазов из кимберлитов и лампроитов, содержащих азот преимущественно в форме пар и тетраэдрически сгруппированных атомов [3]. Например, согласно модели алмазообразования, разработанной С. Хаггерти [34], октаэдрические алмазы, в отличие от кубооктаэдрических и кубических, кристаллизуются в самых глубоких горизонтах мантии. Однако подобные представления предшествующих исследователей, несмотря на их правомерность, до настоящего времени не были в достаточной мере обоснованы фактическими материалами по геотермометрии алмазов различного габитуса [15].

Промежуточные между кубами и октаэдрами значения температур алмазообразования отмечаются для кристаллов, характеризующихся сменой механизма роста (см. рисунки 6, А и 7). Так, алмазы со сменой октаэдрических форм на кубические, распространённые в трубках месторождения им. М.В. Ломоносова Архангельской области, на раннем этапе кристаллизовались при температуре 1075–1160 °С / 3 млрд лет, а на завершающем – соответственно при 1000–1090 °С. Исходя из этого можно предположить, что одной из важнейших причин смены послылоного механизма роста алмазов на нормальный послужило понижение температуры, которое, по-видимому, могло происходить при подъёме (адвекции) алмазоносных пород мантии, которые потом были превращены в кимберлиты.

Для якутских алмазов, в отличие от архангельских, более типична смена нормального и смешанного механизмов роста на послылоный. Подобные октаэдрические алмазы с центральной кубоидной или кубооктаэдрической областью сформировались в диапазоне 1040–1110 °С, причём температура, оценённая для внешней зоны, близка или несколько ниже, чем, соответственно, для внутренней (см. рис. 6, А). В данном случае можно предположить, что главным фактором, способствующим смене механизма роста алмаза, была не температура, а изменение состава среды алмазообразования. Одним из индикаторов этого служит неоднородное распределение в кристаллах алмаза водородных центров, показанное на рис. 6, Б. Минимальными концентрациями водородных центров во внутренней и внешней зонах кристалла характеризуются октаэдрические

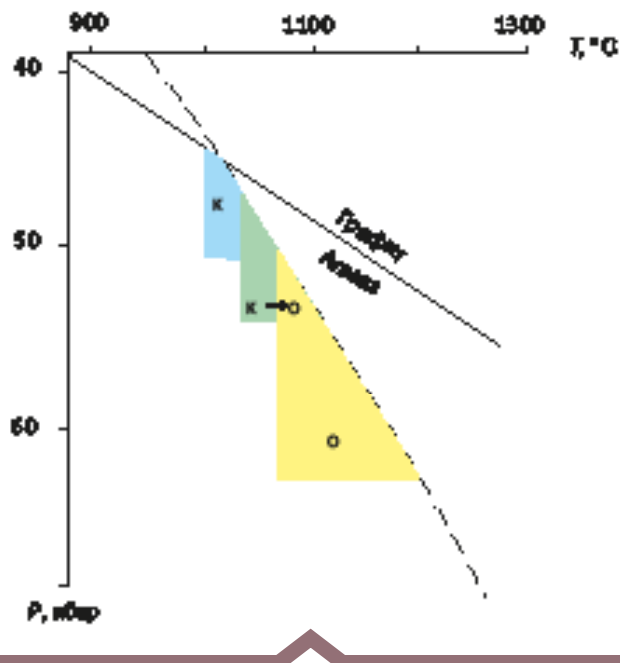


Рис. 7. Условия формирования кристаллов алмаза с различным механизмом роста:

нормальным (К), послылоным (О) и со сменой нормального и смешанного на послылоный (К-О), на основе данных рис. 6, А; температура алмазообразования сопоставляемых групп алмазов оценивалась по диаграмме [39] с учётом «возраста» кристаллов 3 млрд лет; штриховой линией обозначена современная континентальная геотерма по О. Г. Сорохтину с соавторами (2004) [24]

алмазы с послылоным строением. Они представлены на диаграмме в виде компактной области вблизи начала координат (см. рис. 6, Б). Кубические кристаллы алмаза, обладающие волокнистой структурой, занимающие обширное поле на диаграмме (см. рис. 6, Б), напротив, наиболее «ёмкие» в отношении водородных центров. Всё это свидетельствует о том, что способность кристалла или отдельных его граней захватывать примесь водорода зависит от механизма роста алмаза. Вместе с тем в центральных октаэдрических областях алмазов кубического габитуса типов К-6, К-7, К-8 концентрация водородных центров значимо выше, чем в октаэдрах типов О-0, О-1, О-2 и во внешних зонах кристаллов типов О-3, О-4, О-5. Вероятная причина таких различий заключается в том, что на начальном этапе роста кристалла концентрация в среде углеводородов, послуживших источником вещества алмаза и содержащихся в нём водородных центров, была

максимальной [24]. Таким образом, данные о распределении структурной примеси водорода в кристаллах отражают не только механизм их роста, но и содержание в среде алмазообразующих углеводородов. С учётом этого можно объяснить смену в кристаллах кубических форм роста на октаэдрические. Октаэдрические алмазы с внутренней кубоидной или кубооктаэдрической областью демонстрируют повышенные концентрации водорода в центральной части кристалла и незначительные – в периферической (см. рис. 6, Б). Это отражает снижение концентрации примеси в среде, которое, по-видимому, и обусловило смену формы роста алмазов (куб/кубооктаэдр → октаэдр). По сравнению с ними кубы и кубоиды с центральной октаэдрической областью характеризуются повышенным содержанием водорода в среде на всём протяжении их роста, что на фоне понижения температуры способствовало преобразованию октаэдрических форм в кубические.

Как уже упоминалось, распределение азота в алмазах с волокнистым внутренним строением (кубы, кубоиды, тетрагексаэдроиды) во многих случаях не объяснимо в рамках «отжиговой» концепции формирования азотных центров, на которой базируется модель У. Тейлора с соавторами (1990). Для таких кристаллов характерен аномальный тренд температур алмазообразования, при котором температура периферийной зоны выше, чем, соответственно, внутренней. Подобное явление может объясняться сочетанием внешних факторов, влияющих на термодинамические условия формирования алмазных популяций в материнском субстрате, и локальных особенностей кристаллизации минерального индивида, включающих механизм, скорость его роста и химизм среды. В связи с тем, что алмазы кубического габитуса, обладающие волокнистым внутренним строением, кристаллизуются в условиях, близких к равновесию алмаз ↔ графит (см. рис. 7), основным фактором, обеспечивающим их сохранность, является погружение в область более высоких температур и давлений. В противном случае – при подъёме кубических алмазов к поверхности – весьма вероятны их графитизация или полное уничтожение. Не исключено, что именно с этим связана малая распространённость кристаллов кубического габитуса в телах кимберлитов. Такие алмазы, в отличие от октаэдрических и ромбодекаэдрических кристаллов, присутствуют в трубках Якутии в резко подчинённых коли-

чествах, не превышающих нескольких процентов от общего числа [10]. Среди морфологических разновидностей алмазов из трубок Золотицкого поля Архангельской области процентное содержание алмазов кубического габитуса составляет от 5,9 до 22,1 при доминировании индивидов ромбодекаэдрической формы, доля которых превышает 66 % от общего количества [8].

В качестве одного из возможных локальных факторов, которые привели к аномальному нарастанию температур от центра к периферии кристалла, можно рассматривать большую скорость роста волокнистых алмазов [35]. Если она значительно выше скорости агрегации азота в алмазе, то можно допустить, что времени для отжига внутренней уже сформировавшейся зоны кристалла оказалось недостаточно для уравнивания температур во всём его объёме. Помимо этого, представляется вероятным, что волокнистая структура, отражающая нормальный механизм алмаза, затрудняет диффузию азотных атомов внутри кристалла.

Выводы. 1. На основе анализа распределения структурных примесей в объёме кристаллов октаэдрического, округло-ромбодекаэдрического и кубического габитуса из трубок и россыпей разных регионов мира (68 алмазных пластин) показана зависимость форм роста алмазов от температуры их формирования.

2. Кубические алмазы образовались в относительно низкотемпературных и наименее глубинных условиях, вблизи равновесия «алмаз–графит», а октаэдрические в основной своей массе – в наиболее высокотемпературных и глубинных условиях. В целом это отражает изменение условий кристаллизации при погружении экзогенных источников алмаза вместе с субдуцируемыми толщами.

3. В ряду куб → октаэдр алмазы, обнаруживающие смену механизма роста, занимают промежуточное положение. Вместе с тем на начальном этапе температура формирования кубических кристаллов с октаэдрическим центром была выше, чем, соответственно, октаэдрических алмазов с внутренней кубоидной или кубооктаэдрической областью.

4. Кристаллы со сменой форм роста октаэдр → куб, распространённые среди архангельских алмазов (месторождение им. М.В. Ломоносова), сформировались преимущественно в результате снижения температуры (подъёме среды) и при

неизменном избытке углеводородного источника вещества алмаза.

5. Кристаллы со сменой форм роста куб, кубооктаэдр → октаэдр, характерные для месторождений Якутии, сформировались в относительно узком диапазоне температур, но при значительном уменьшении концентрации углеводородов в среде на заключительном этапе роста.

6. Изменчивость условий формирования алмазов кубического габитуса, характеризующихся

нормальным механизмом роста, связана в основном с увеличением температуры при их погружении. Это проявляется в том, что внешние зоны таких кристаллов нередко оказываются более высокотемпературными, чем внутренние. Подобное соотношение, не согласующееся с «отжиговой» концепцией происхождения азотных центров в алмазах, может быть обусловлено особенностями кинетики процессов алмазообразования и агрегации азота в кристаллах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бескрованов В. В. Онтогенез алмаза. – Новосибирск : Наука, 1992. – 165 с.
2. Блинова Г. К. Структурные примеси как индикаторы механизма роста природных кристаллов алмаза // Доклады АН СССР. – 1987. – Т. 294, № 4. – С. 868–871.
3. Бокий Г. Б., Безруков Г. Н., Клюев Ю. А. [и др.] Природные и синтетические алмазы. – М. : Наука, 1986. – 221 с.
4. Ваганов В. И. Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). – М. : Геоинформмарк, 2000. – 371 с.
5. Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Марфунин А. С., Михайличенко О. А. Включения в алмазе и алмазные породы. – М. : МГУ, 1991. – 240 с.
6. Геншафт Ю. С., Якубова С. А., Волкова Л. М. Внутренняя морфология природных алмазов // Исследования глубинных минералов. – М. : ИФЗ РАН, 1977. – С. 5–131.
7. Егоров-Тисменко Ю. К. Кристаллография и кристаллохимия : учебник / Под ред. акад. В. С. Урусова. – М. : КДУ, 2005. – 592 с.
8. Захарченко О. Д., Махин А. И., Хачатрян Г. К. Типоморфные свойства алмазов. – М. : ЦНИГРИ, 2002. – 104 с.
9. Зезин Р. Б., Смирнова Е. П., Сапарин Г. В., Обыден С. К. Диагностика природных и синтетических алмазов на основании их внутреннего строения // Вестник геммологии. – 2001. – № 2. – С. 7–15.
10. Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. – М. : Недра, 2003. – 603 с.
11. Клюев Ю. А., Дуденков Ю. А., Непиша В. И. Некоторые особенности образования алмазов по формам их роста и распределению оптически активных центров // Геохимия. – 1973. – № 7. – С. 1029–1035.
12. Клюев Ю. А., Налетов А. М., Непиша В. И. [и др.] Превращения оптически активных центров в синтетических алмазах под действием температуры // Журнал физической химии. – 1982. – Т. 56, № 36. – С. 524–531.
13. Орлов Ю. Л. Минералогия алмаза. – М. : Наука, 1984. – 234 с.
14. Пальянов Ю. Н., Хохряков А. Ф., Борздов Ю. М. [и др.] Условия роста и реальная структура кристаллов синтетического алмаза // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 5. – С. 882–906.
15. Пальянов Ю. Н., Хохряков А. Ф., Куприянов И. Н. Кристалломорфологические и кристаллохимические индикаторы условий образования алмаза // Кристаллография. – 2021. – Т. 66, № 1. – С. 135–148.
16. Скузоватов С. Ю., Зедгенизов Д. А., Ракевич А. Л. [и др.] Полистадийный рост алмазов с облакоподобными микровключениями из кимберлитовой трубки Мир: по данным изучения оптически активных дефектов // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 1–2. – С. 426–441.
17. Скузоватов С. Ю., Зедгенизов Д. А., Рагозин Д. А., Шацкий В. С. Состав среды кристаллизации алмазов в оболочке из кимберлитовой трубки Сытыканская (Якутия) // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53, № 11. – С. 1556–1571.
18. Скузоватов С. Ю., Зедгенизов Д. А., Шацкий В. С. Особенности состава облаковидных микровключений в октаэдрических алмазах из трубки Интернациональная (Якутия) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 1. – С. 107–121.
19. Соболев Е. В. Азотные центры и рост кристаллов природного алмаза // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. – Новосибирск : Наука, 1978. – С. 245–255.
20. Соболев Е. В., Лисойван В. И. Примесные центры в алмазах // Тезисы VIII отчетной научной конференции Института неорганической химии Сиб. отделения АН СССР (13–23 апр. 1971 г.). – Новосибирск, 1971. – С. 60–61.
21. Спеццус З. В., Богущ И. Н., Ковальчук О. Е. ИК-картирование алмазных пластин из ксенолитов эклогитов и перидотитов трубки Нюрбинская (Якутия):

- генетические следствия // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 1–2. – С. 442–454.
22. Толанский С. Сравнение синтетических и природных алмазов кубооктаэдрической формы // Синтетические и природные алмазы в промышленности. – Киев : Наукова думка, 1974. – С. 36–41.
 23. Хачатрян Г. К. Усовершенствованная методика оценки концентраций азота в алмазе и её практическое применение // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА». Современное состояние, перспективы, решения. – Мирный, 2003. – С. 319–321.
 24. Хачатрян Г. К., Барышев А. Н. Азот и водород в алмазах: следствия минерогенеза. – М. : ЦНИГРИ, 2022. – 189 с.
 25. Хачатрян Г. К., Веричев Е. М., Гаранин В. К. [и др.] Распределение структурных дефектов в алмазах из трубки им. В. П. Гриба (Архангельская алмазная провинция) // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. – 2006. – № 6. – С. 29–37.
 26. Хачатрян Г. К., Зинчук Н. Н., Коптиль В. И. [и др.] Исследование оптически активных центров в алмазах из россыпей Урала в связи с проблемой выявления их коренных источников // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 2. – С. 244–252.
 27. Хачатрян Г. К., Палажченко О. В., Гаранин В. К. [и др.] Генезис «неравновесных» кристаллов алмаза из кимберлитовой трубки им. Карпинского-1 по данным катодной люминесценции и ИК-спектроскопии // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. – 2008. – № 2. – С. 38–45.
 28. Ширяев А. А., Спивак А. В., Литвин Ю. А., Урусов В. С. Формирование азотных А-дефектов в алмазе при росте в карбонат-углеродных растворах – расплавах (эксперимент при 5,5–8,5 ГПа) // Доклады АН. – 2005. – Т. 403, № 4. – С. 526–529.
 29. Allen B. P., Evans T. Aggregation of nitrogen in diamond, including platelet formation // Proceeding of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. – London, 1981. – V. 375. – P. 93–104.
 30. Bursill L. A., Glaisher R. W. Aggregation and dissolution of small and extended defect structures in type I a diamond // American Miner. – 1985. – V. 70. – P. 608–618.
 31. Chrenko R. M., Tuft R. E., Strong H. M. Transformation of the state of nitrogen in diamond // Nature. – 1977. – V. 270. – P. 141–144.
 32. Evans T., Harris J. W. Nitrogen aggregation, inclusion equilibration temperatures and age of diamonds // Proceedings of 4th International Kimberlite Conference. – Geological Society of Australia. – Blackwell, Perth, Australia, 1989. – V. 2, № 14. – P. 1101–1106.
 33. Goss J. P., Briddon P. R., Hill V. [et al.] Identification of the structure of the 3107 cm⁻¹ H-related defect in diamond // Journal of Physics Condensed Matter. – UK, 2014. – V. 26, № 14. – P. 1–6.
 34. Haggerty S. E. Diamond genesis in a multiply-constrain model / S. E. Haggerty // Nature. – [s.l.] : Springer Nature, 1986. – V. 320, № 6057. – P. 34–37.
 35. Kaminsky F. V., Khachatryan G. K. The relationship between the distribution of the nitrogen impurity centers in diamond crystals and their internal structure and mechanism of growth // Lithos. – 2004. – V. 77, № 1–4. – P. 255–271.
 36. Moore M., Lang A. R. On the internal structure of natural diamonds of cubic habit // Phil. Mag. – 1972. – V. 26, № 6. – P. 1313–1326.
 37. Schulze D. J., Harte B., Valley J. W. [et al.] Extreme geochemical variation accompanying diamonds growth, Guaniamo, Venezuela // 8th International Kimberlite Conference (Victoria, 2003) : Long Abstract. – Victoria, Canada, 2003. – № 0187.
 38. Taylor W. R., Jaques L. A., Ridd M. Nitrogen-defect aggregation characteristics of Australian diamonds: Time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds // American Mineralogist. – 1990. – V. 75. – P. 1290–1310.
 39. Taylor W. R., Milledge H. J. Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenoliths-derived diamonds from Roberts Victor and Finch // 6th International Kimberlite Conference : Extended Abstract. – Novosibirsk, 1995. – P. 620–622.
 40. Woods, G. S., Collins T. Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in Type I diamonds // Journal of Physics and Chemistry of Solids. – 1983. – V. 44, № 5. – P. 471–475.
 41. Zedgenizov D. A., Kagi H., Shatsky V. S., Ragozin A. L. Local variations of carbon isotope composition in diamonds from São-Luis (Brazil): Evidence for heterogeneous carbon reservoir in sublithospheric mantle // Chemical Geology. – 2014. – V. 363. – P. 114–124.

REFERENCES

1. Beskrovanov V. V. Ontogeniya almaza [Ontogeny of diamond], Novosibirsk, Nauka publ., 1992, 165 p. (In Russ.)
2. Blinova G. K. Strukturnyye primesi kak indikatory mekhanizma rosta prirodnykh kristallov almaza [Structural impurities as indicators of the growth mechanism of natural diamond crystals], Doklady AN SSSR, 1987, V. 294, No. 4, pp. 868–871. (In Russ.)
3. Bokiĭ G. B., Bezrukov G. N., Klyuyev Yu. A. [et al.] Prirodnyye i sinteticheskiye almazy [Natural and synthetic diamonds], Moscow, Nauka publ, 1986, 221 p. (In Russ.)
4. Vaganov V. I. Almaznyye mestorozhdeniya Rossii i mira (osnovy prognozirovaniya) [Diamond deposits

- of Russia and the world], Moscow, Geoinformmark publ, 2000, 371 p. (In Russ.)
5. *Garanin V. K., Kudryavtseva G. P., Marfunin A. S., Mikhaylichenko O. A.* Vkluycheniya v almaze i almazonosnyye porody [Inclusions in diamond and diamond-bearing rocks], Moscow, MGU publ, 1991, 240 p. (In Russ.)
6. *Genshaft Yu. S., Yakubova S. A., Volkova L. M.* Vnutrennyaya morfologiya prirodnkh almazov [Internal morphology of natural diamonds], Issledovaniya glubinnkh mineralov, Moscow, IFZ RAN publ., 1977, pp. 5–131. (In Russ.)
7. *Yegorov-Tismenko Yu. K.* Kristallografiya i kristallokhimiya, uchebnik [Crystallography and crystal chemistry, textbook], ed. V. S. Urusova, Moscow, KDU publ, 2005, 592 p. (In Russ.)
8. *Zakharchenko O. D., Makhin A. I., Khachatryan G. K.* Tipomorfnyye svoystva almazov [Typomorphic properties of diamonds], Moscow, TSNIGRI publ, 2002, 104 p. (In Russ.)
9. *Zezin R. B., Smirnova Ye. P., Saparin G. V., Obyden S. K.* Diagnostika prirodnkh i sinteticheskikh almazov na osnovanii ikh vnutrennego stroyeniya [Diagnostics of natural and synthetic diamonds based on their internal structure], Vestnik gemmologii, 2001, No. 2, pp. 7–15. (In Russ.)
10. *Zinchuk N. N., Koptil V. I.* Tipomorfizm almazov Sibirskoy platform [Typomorphism of diamonds of the Siberian platform], Moscow, Nedra publ, 2003, 603 p. (In Russ.)
11. *Klyuyev Yu. A., Dudenkov Yu. A., Nepsha V. I.* Nekotoryye osobennosti obrazovaniya almazov po formam ikh rosta i raspredeleniyu opticheski aktivnykh tsentrov [Some features of diamond formation according to their growth forms and distribution of optically active centers], Geokhimiya, 1973, No. 7, pp. 1029–1035. (In Russ.)
12. *Klyuyev Yu. A., Naletov A. M., Nepsha V. I.* [et al.] Prevrashcheniya opticheski aktivnykh tsentrov v sinteticheskikh almazakh pod deystviyem temperatury [Transformations of optically active centers in synthetic diamonds under the influence of temperature], Zhurnal fizicheskoy khimii, 1982, V. 56, No. 3b, pp. 524–531. (In Russ.)
13. *Orlov Yu. L.* Mineralogiya almaza [Mineralogy of diamond], Moscow, Nauka publ., 1984, 234 p. (In Russ.)
14. *Palyanov Yu. N., Khokhryakov A. F., Borzdov Yu. M.* [et al.] Usloviya rosta i realnaya struktura kristallov sinteticheskogo almaza [Growth conditions and real structure of synthetic diamond crystals], Geologiya i geofizika, 1997, V. 38, No. 5, pp. 882–906. (In Russ.)
15. *Palyanov Yu. N., Khokhryakov A. F., Kupriyanov I. N.* Kristallomorfologicheskkiye i kristallokhimicheskkiye indikatory usloviy obrazovaniya almaza [Crystallography and crystal chemistry indicators of diamond formation conditions], Kristallografiya, 2021, V. 66, No. 1, pp. 135–148. (In Russ.)
16. *Skuzovatov S. Yu., Zedgenizov D. A., Rakevich A. L.* [et al.] Polistadiynny rost almazov s oblakopodobnymi mikrovklyucheniymi iz kimberlitovoy trubki Mir: po dannym izucheniya opticheski-aktivnykh defektov [Polystage growth of diamonds with cloud-like microinclusions from the Mir kimberlite pipe: based on data from a study of optically active defects], Geologiya i geofizika, 2015, V. 56, No. 1–2, pp. 426–441. (In Russ.)
17. *Skuzovatov S. Yu., Zedgenizov D. A., Ragozin D. A., Shatskiy V. S.* Sostav sredy kristallizatsii almazov v obolochke iz kimberlitovoy trubki Sytykanskaya (Yakutiya) [Composition of the crystallization environment of diamonds in the shell of the Sytykanskaya kimberlite pipe (Yakutia)], Geologiya i geofizika, 2012, V. 53, No. 11, pp. 1556–1571. (In Russ.)
18. *Skuzovatov S. Yu., Zedgenizov D. A., Shatskiy V. S.* Osobennosti sostava oblakovidnykh mikrovklyucheniye v oktaedricheskikh almazakh iz trubki Internatsionalnaya (Yakutiya) [Features of the composition of cloud-like microinclusions in octahedral diamonds from the Internatsionalnaya pipe (Yakutia)], Geologiya i geofizika, 2011, V. 52, No. 1, pp. 107–121. (In Russ.)
19. *Sobolev Ye. V.* Azotnyye tsentry i rost kristallov prirodnogo almaza [Nitrogen centers and growth of natural diamond crystals], Problemy petrologii zemnoy kory i verkhney mantii, Novosibirsk, Nauka publ., 1978, C. 245–255. (In Russ.)
20. *Sobolev Ye. V., Lisoyvan V. I.* Primesnyye tsentry v almazakh [Impurity centers in diamonds], Tezisy VIII otchetnoy nauchnoy konferentsii Instituta neorganicheskoy khimii Sib. otd-niya AN SSSR (13–23 apr. 1971 g.), Novosibirsk, 1971, pp. 60–61. (In Russ.)
21. *Spetsius Z. V., Bogush I. N., Kovalchuk O. Ye.* IK-kartirovaniye almaznykh plastin iz ksenolitov eklogitov i peridotitov trubki Nyurbinskaya (Yakutiya): geneticheskkiye sledstviya [IR mapping of diamond plates from xenoliths of eclogites and peridotites of the Nyurbinskaya pipe (Yakutia): genetic consequences], Geologiya i geofizika, 2015, V. 56, No. 1–2, pp. 442–454. (In Russ.)
22. *Tolanskiy S.* Sravneniye sinteticheskikh i prirodnkh almazov kubooktaedricheskoy formy [Comparison of synthetic and natural diamonds of the octahedral cube shape], Sinteticheskkiye i prirodnnyye almazy v promyshlennosti [Comparison of synthetic and natural diamonds of cuboctahedral shape], Kiyev, Naukova dumka publ., 1974, pp. 36–41. (In Russ.)
23. *Khachatryan G. K.* Usovershenstvovannaya metodika otsenki kontsentratsiy azota v almaze i yeyo prakticheskoye primeneniye [Improved methodology for assessing nitrogen concentrations in diamonds and its practical application], Geologicheskkiye aspekty mineralno-syryevoy bazy AK ALROSA. Sovremennoye sostoyaniye, perspektivy, resheniya, Mirnyy, 2003, pp. 319–321. (In Russ.)
24. *Khachatryan G. K., Baryshev A. N.* Azot i vodorod v almazakh: sledstviya mineragenii [Nitrogen and Hydrogen

- in Diamonds: Consequences of Minerageny], Moscow, TSNIGRI publ., 2022, 189 p. (In Russ.)
25. *Khachatryan G. K., Verichev Ye. M., Garanin V. K.* [et al.] Raspredeleniye strukturnykh defektov v almazakh iz trubki im. V. P. Griba (Arkhangelskaya alamazonosnaya provintsia) [Distribution of structural defects in diamonds from the V.P. Grib pipe (Arkhangelsk diamondiferous province)], Vestnik MGU. Seriya 4: Geologiya, 2006, No. 6, pp. 29–37. (In Russ.)
26. *Khachatryan G. K., Zinchuk N. N., Koptil V. I.* [et al.] Issledovaniye opticheski aktivnykh tsentrov v almazakh iz rossypey Urala v svyazi s problemoy vyyavleniya ikh korennykh istochnikov [Study of optically active centers in diamonds from Ural placers in connection with the problem of identifying their primary sources], Geologiya i geofizika, 2004, V. 45, No. 2, pp. 244–252. (In Russ.)
27. *Khachatryan G. K., Palazhchenko O. V., Garanin V. K.* [et al.] Genezis “neravnovesnykh” kristallov almaza iz kimberlitovoy trubki im. Karpinskogo-1 po dannym katodnoy lyuminesentsii i IK-spektroskopii [Genesis of “Nonequilibrium” Diamond Crystals from the Karpinsky-1 Kimberlite Pipe Based on Cathodic Luminescence and IR Spectroscopy], Vestnik MGU. Seriya 4: Geologiya, 2008, No. 2, pp. 38–45. (In Russ.)
28. *Shiryayev A. A., Spivak A. V., Litvin Yu. A., Urusov V. S.* Formirovaniye azotnykh A-defektov v almaze pri roste v karbonat-uglerodnykh rastvorakh – rasplavakh (eksperiment pri 5,5–8,5 GPa) [Formation of nitrogen A-defects in diamond during growth in carbonate-carbon solutions – melts (experiment at 5.5–8.5 GPa)], Doklady AN, 2005, V. 403, No. 4, pp. 526–529. (In Russ.)
29. *Allen B. P., Evans T.* Aggregation of nitrogen in diamond, including platelet formation, Proceeding of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, London, 1981, V. 375, pp. 93–104.
30. *Bursill L. A., Glaisher R. W.* Aggregation and dissolution of small and extended defect structures in type I a diamond, American Miner, 1985, V. 70, pp. 608–618.
31. *Chrenko R. M., Tuft R. E., Strong H. M.* Transformation of the state of nitrogen in diamond, Nature, 1977, V. 270, pp. 141–144.
32. *Evans T., Harris J. W.* Nitrogen aggregation, inclusion equilibration temperatures and age of diamonds, Proceedings of 4th International Kimberlite Conference, Geological Society of Australia, Blackwell, Perth, Australia, 1989, V. 2, No. 14, pp. 1101–1106.
33. *Goss J. P., Briddon P. R., Hill V.* [et al.] Identification of the structure of the 3107 cm⁻¹ H-related defect in diamond, Journal of Physics Condensed Matter, UK, 2014, V. 26, No. 14, pp. 1–6.
34. *Haggerty S. E.* Diamond genesis in a multiply-constrain model, S. E. Haggerty, Nature, Springer Nature, 1986, V. 320, No. 6057, pp. 34–37.
35. *Kaminsky F. V., Khachatryan G. K.* The relationship between the distribution of the nitrogen impurity centers in diamond crystals and their internal structure and mechanism of growth, Lithos, 2004, V. 77, No. 1–4, pp. 255–271.
36. *Moore M., Lang A. R.* On the internal structure of natural diamonds of cubic habit. , Phil. Mag, 1972, V. 26, No. 6, pp. 1313–1326.
37. *Schulze D. J., Harte B., Valley J. W.* [et al.] Extreme geochemical variation accompanying diamonds growth, Guaniamo, Venezuela, 8th International Kimberlite Conference (Victoria, 2003), Long Abstract, Victoria, Canada, 2003, No. 0187.
38. *Taylor W. R., Jaques L. A., Ridd M.* Nitrogen-defect aggregation characteristics of Australian diamonds: Time-temperature constraints on the source regions of pipe and alluvial diamonds, American Mineralogist, 1990, V. 75, pp. 1290–1310.
39. *Taylor W. R., Milledge H. J.* Nitrogen aggregation character, thermal history and stable isotope composition of some xenoliths-derived diamonds from Roberts Victor and Finch, 6th International Kimberlite Conference, Extended Abstract, Novosibirsk, 1995, pp. 620–622.
40. *Woods, G. S., Collins T.* Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in Type I diamonds, Journal of Physics and Chemistry of Solids, 1983, V. 44, No. 5, pp. 471–475.
41. *Zedgenizov D. A., Kagi H., Shatsky V. S., Ragozin A. L.* Local variations of carbon isotope composition in diamonds from São-Luis (Brazil): Evidence for heterogeneous carbon reservoir in sublithospheric mantle, Chemical Geology, 2014, V. 363, pp. 114–124.

Статья поступила в редакцию 27.02.25; одобрена после рецензирования 18.03.25; принята к публикации 18.03.25.
The article was submitted 27.02.25; approved after reviewing 18.03.25; accepted for publication 18.03.25.

Некоторые новые «штрихи к портрету» магматизма Зимнебережного кимберлитового района Архангельской алмазоносной провинции (XXI век, первая четверть)

Аннотация. В 80-90-е годы XX века было установлено, что различные по составу проявления позднедевонского магматизма Зимнебережного района образуют закономерную систему, в которую входят две полные серии кимберлитовых пород (глинозёмистая и железо-титанистая) и базальты. Открытые в XXI в. новые магматические тела добавили важные «штрихи» к уже известным особенностям петрологического типа, возраста, геологического строения и вещественного состава магматических объектов.

Ключевые слова: кимберлиты, пикриты, лампрофиры венда, система магматизма, Архангельская область, Зимний Берег.

САБЛУКОВ СЕРГЕЙ МИХАЙЛОВИЧ, кандидат геолого-минералогических наук, генеральный директор, sablukoff@rambler.ru

САБЛУКОВА ЛЮДМИЛА ИВАНОВНА, коммерческий директор, lsablukova@rambler.ru

Общество с ограниченной ответственностью Инновационная научно-производственная компания «РУСГЕО» (ООО ИНПК «РУСГЕО»), г. Москва

Some new "strokes to the portrait" of magmatism of the zimneberezhny kimberlite area of the Arkhangelsk diamond-bearing province (XXI century, first quarter)

S. M. SABLUKOV, L. I. SABLUKOVA

Limited Liability Company Innovative scientific and production Company "(RUSGEO Limited)", Moscow

Annotation. In the 80^s – 90^s of the 20th century, it was established that the manifestations of the late Devonian magmatism of the Zimneberezhny district, diverse in composition, form a regular system, which includes two complete series of kimberlite rocks (alumina and iron-titanium) and basalts. New magmatic bodies discovered in the 21st century added important "strokes" to the already known features of the petrological type, age, geological structure and material composition of magmatic bodies.

Key words: kimberlites, picrites, Vendian lamprophyres, magmatic system, Arkhangelsk region, Zimny Bereg.

Изучение глубинного вещества верхней мантии (в том числе и как единственного реального на сегодняшний день первичного источника разрабатываемых коренных месторождений алмаза) всегда вызывало повышенный интерес у геологов. При этом для *непосредственного* изучения вещественного состава *реальных* мантийных пород можно использовать только глубинные включения («мантийные ксенолиты»), которые выносятся из глубины на поверхность Земли кимберлитовая магма, образуя жерла древних вулканов – кимберлитовые трубки. Фрагменты мантийных пород в кимберлитовых трубках весьма неоднородны по внешнему облику, строению, веще-

ственному составу и глубине образования (судя по расчётам температуры и давления формирования их минеральных парагенезисов). В 1984 г. академик Алексей Александрович Маракушев впервые доказал, что мантийные породы (ксенолиты в кимберлитах) образуют две закономерные магматические (*плутонические*) серии, дифференцированные по степени ультраосновности от дунитов до эклогитов: «магнезиально-глинозёмистую» и «железо-титанистую» [8]. Изучение нами геологического строения и вещественного состава *всех* (около 100) магматических объектов Зимнебережного кимберлитового района Архангельской области позволило сделать вывод о том,

что кимберлитовые породы также образуют две закономерные, но *вулканические* серии, дифференцированные по степени ультраосновности и во многом согласующиеся с двумя плутоническими сериями, выделенными А. А. Маракушевым (рис. 1, Б) [17].

Зимнебережный район – уникальный объект для изучения кимберлитового магматизма, поскольку здесь в пределах одного района на площади около 10 тыс. км² сконцентрированы самые разнообразные типы кимберлитовых пород, аналоги которых, например в Якутской алмазональной провинции, рассредоточены по разным районам на площади около 1 млн км². Первая кимберлитовая трубка в Зимнебережном районе (Поморская) открыта в январе 1980 г., и уже в 1987 г. нами было установлено, что разнообразные по составу проявления позднедевонского [12, 13, 16] магматизма здесь образуют чёткую, стройную, закономерную систему, в которую входят две серии кимберлитовых пород: «глинозёмистая»¹ (Al-серия, безильменитовая) и «железотитанистая» (Fe-Ti-серия, ильменитовая), а также стоящие особняком, но тоже позднедевонские базальты [12, 17]. Внутри каждой из двух серий (Al-серии и Fe-Ti-серии) кимберлитовые породы образуют закономерные дифференцированные ряды по уменьшению степени ультраосновности от кимберлитов до мелилититов и мелилитовых пикритов (существование подобного непрерывного ряда пород «от кимберлитов до мелилитовых базальтов» для Южной Африки ранее отмечал А. Л. Дю Тойт [4]). Резкие различия между кимберлитовыми породами двух серий проявляются не только в особенностях химического, микроэлементного, минерального составов и наборе мантийных ксенолитов, но и в изотопных характеристиках Nd и Sr (включая eNd , eSr , $tNd_{(DM)}$, $tNd_{(CHUR)}$) и даже, что совершенно неочевидно и неожиданно, по особенностям петрографии и гео-

логического строения вулканических тел! [1, 12, 17, 19, 24, 25]. Изменение вещественного состава пород по уменьшению степени ультраосновности в рядах пород «кимберлиты – киммелилиты (кимпикриты) – беспироксеновые оливиновые мелилититы (беспироксеновые щелочные пикриты)» внутри обеих серий происходит, прежде всего, по уменьшению магнезиальности пород (см. рис. 1, В) и наиболее наглядно за счёт снижения (вплоть до исчезновения) доли ксеноморфных вкрапленников (макрокристов) глубинного оливина «1-й генерации» (от 70 до 0 %) и, соответственно, увеличения доли идиоморфных вкрапленников (фенокристов) магматического оливина и флогопита «2-й и 3-й генерации» (от 1 до 70 %) и апостекловатой основной массы, а также появления и увеличения доли микролитов мелилита, меньше – нефелина (см. рис. 1, А). При этом изменения Nd, Sr-изотопных и некоторых геохимических характеристик внутри ряда пород каждой из двух кимберлитовых серий происходят совершенно по-разному (возникают несколько своеобразных «подсерий») [19, 20, 31] (см. рис. 1, Г, Д), что подчёркивает существенно различное происхождение пород этих серий.

Отчётливые закономерности проявляются не только в характере изменения вещественного состава кимберлитовых пород, но и в симметричном характере расположения разных типов пород по площади района, что отражает петрологическую зональность Зимнебережного района. Использование закономерностей системы раннегерцинского магматизма (рис. 2, А) и схемы петрологической зональности района (см. рис. 2, Б) позволяет не только корректно проводить оперативную диагностику и оценку потенциальной алмазональности пород новых открытых объектов, но и выделять наиболее перспективные поисковые площади и прогнозировать существование ещё неоткрытых типов кимберлитовых пород. Так, если ряд выявленных кимберлитовых пород Al-серии Зимнего Берега (безильменитовых) изначально был законченным, «полным» (от неалмазональных беспироксеновых оливиновых мелилититов Ижемского куста, киммелилититов Чидвинского и Верхотинского кустов до промышленно алмазональных кимберлитов Золотицкого куста – ныне месторождения им. М. В. Ломоносова), то ряд кимберлитовых пород Fe-Ti-серии был «неполным», в нём отсутствовали породы крайней, самой ультраосновной его части – промышленно алмазональные кимберлиты. Это позволило нам в 1990 г. рекомендовать к первоочередным поискам в районе, прежде всего, именно этот

¹ Эти названия вулканических серий кимберлитовых пород соответствуют названиям плутонических серий глубинных пород А. А. Маракушева [8], однако вместо термина «магнезиально-глинозёмистая» нами для кимберлитовых пород предложен термин просто «глинозёмистая», поскольку приставка «магнезиально-» является в данном случае излишней, так как кимберлитовые породы с наибольшей степенью ультраосновности и в той, и в другой серии одинаково высокомагнезиальны, и на классической тройной диаграмме А. А. Маракушева в координатах «MgO – sFeO + TiO₂ – Al₂O₃» [8] (см. рис. 1, Б) тренды изменения состава пород обеих серий начинаются у вершины «MgO» (от среднего состава деплетированной мантии, по [22]) и идут в сторону вершины «Al₂O₃» для одной, «глинозёмистой» серии и в сторону вершины «sFeO + TiO₂» для другой, «железотитанистой» серии).

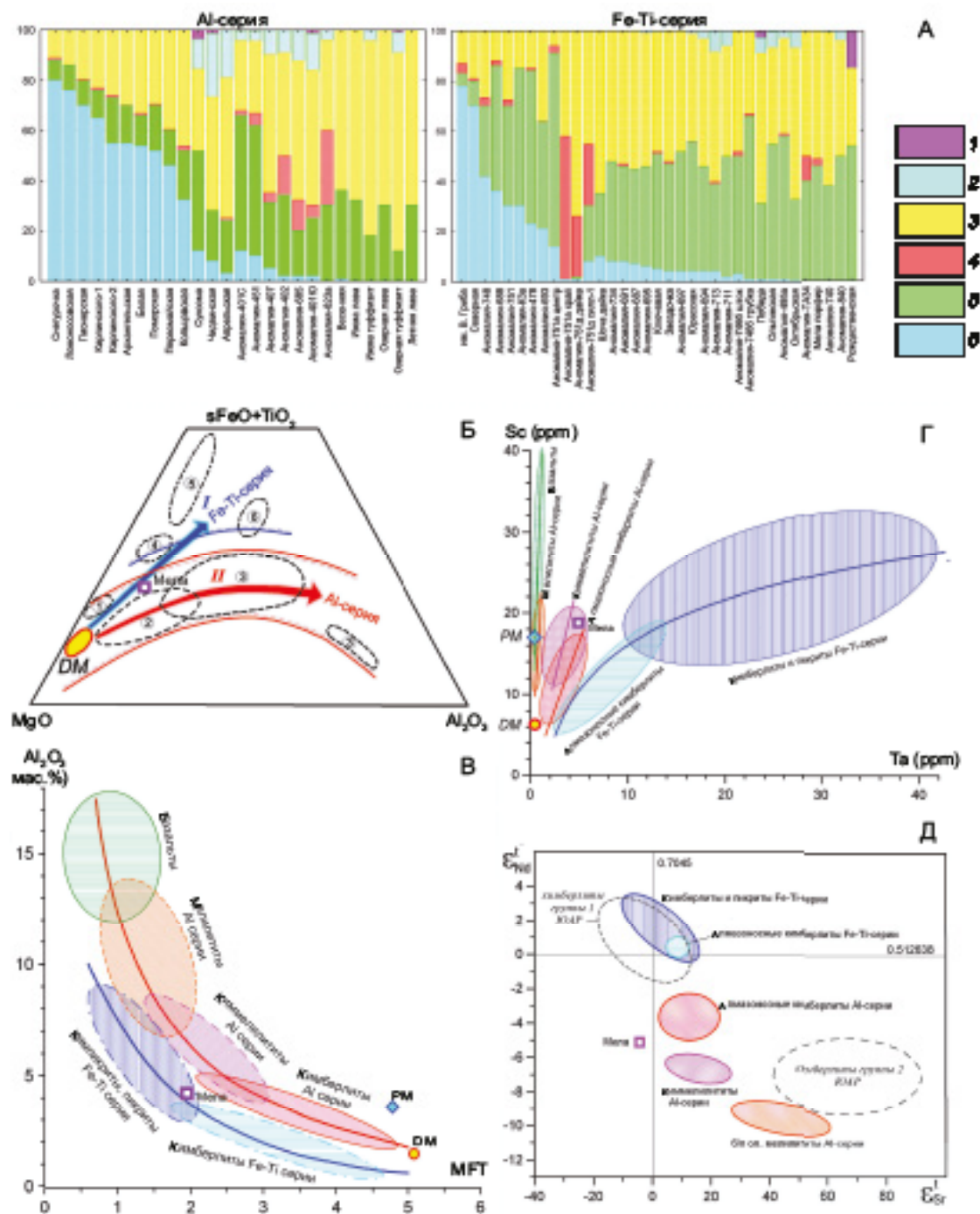


Рис. 1. Составляющие элементы системы раннегерцинского (позднедевонского) магматизма Зимнебережного кимберлитового района. Использованы результаты изучения и анализа только магматической составляющей пород всех объектов, а именно, включений автолитов в вулканокластических породах и вала пород лавового облика):

А – закономерные ряды изменения петрографического состава пород трубок и силлов двух кимберлитовых серий района; Б, В – тренды изменения состава кимберлитовых пород двух серий района на петрохимической диаграмме А. А. Маракушева [8, 17] (Б) и на петрохимической диаграмме MFT – Al_2O_3 ($MFT = (sFeO + TiO_2) / MgO$) [19] (В); Г – поля и тренды изменения состава кимберлитовых пород двух серий района на диаграмме Ta – Sc [19, 31]; PM – средний состав «примитивной мантии» [30], DM – состав «деплетированной мантии» [22]; Д – поля изменения Nd-Sr изотопного состава кимберлитовых пород двух серий района [20, 31]; 1 – нефелин; 2 – мелилит; 3 – осн. масса; 4 – флогопит; 5 – оливин-2; 6 – оливин-1

тип пород – кимберлиты Fe-Ti-серии с пикроильменитом (как во всех высокоалмазоносных кимберлитах Якутии в то время), с немагнитными туффизитами («автолитовыми брекчиями») кимберлитов в жерле и с мощной кратерной частью (хотя в то время на Зимнем Берегу все кимберлитовые трубки с пикроильменитом были неалмазоносными или в лучшем случае убогоалмазоносными, вследствие чего большинство геологов относилось к возможным перспективам промышленной алмазоносности такого типа ильменитсодержащих кимберлитовых пород весьма скептически).

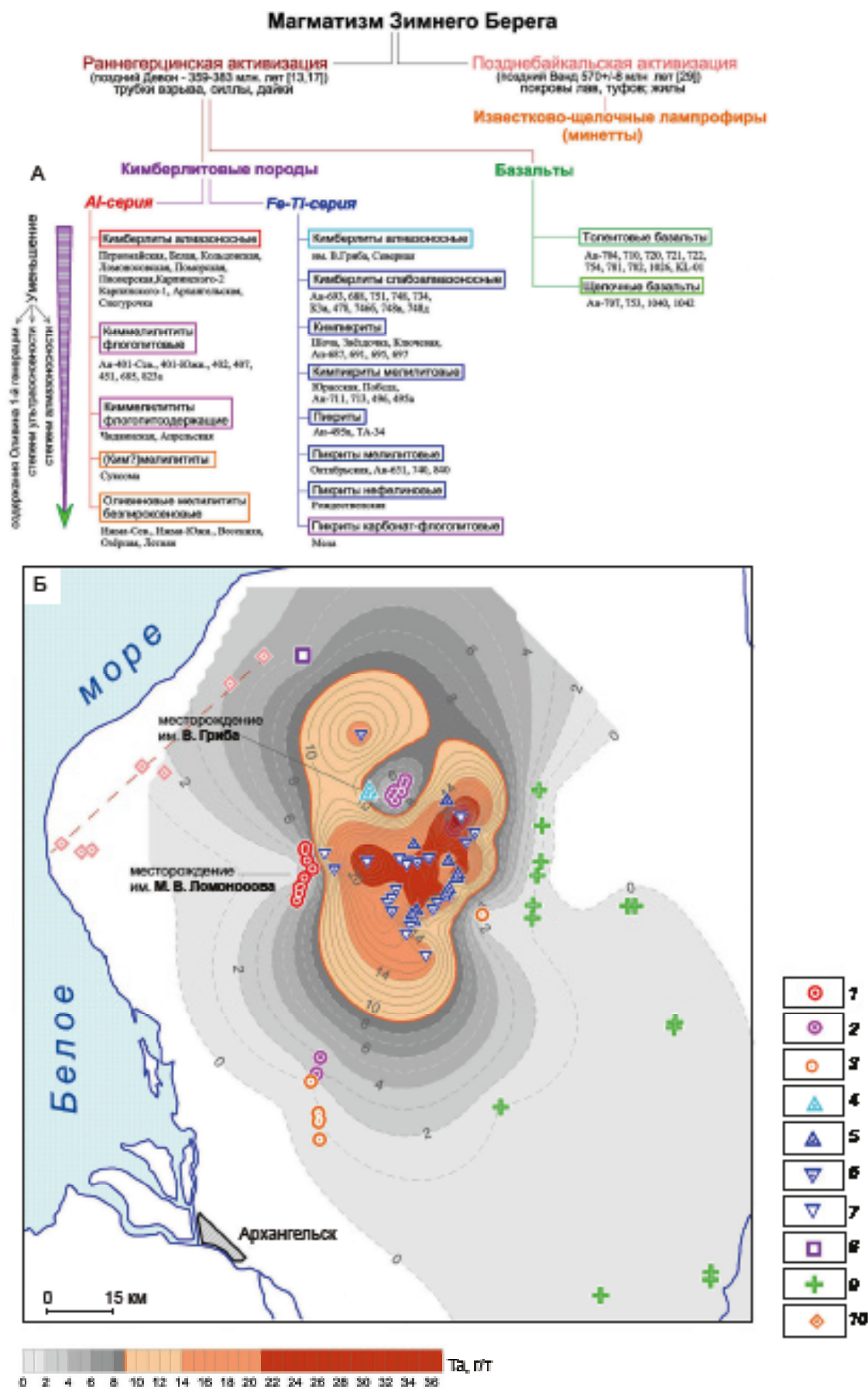
Именно такой трубкой, завершающей и делающей полными ряд пород Fe-Ti-серии, и общую систему раннегерцинского (позднедевонского) магматизма Зимнего Берега, стала трубка Аномалия-441, теперь это трубка и месторождение алмазов им. В. Гриба [1]. И именно открытием этой трубки закончился так называемый «трубкопад», когда открывались сразу несколько трубок разного состава в год (за 16 лет с 1980 по 1996 г. были открыты около 60 магматических объектов, то есть в среднем по 3–4 новых объекта ежегодно), причём строение этих трубок было стандартным, близким к классическому. Все обнаруженные после этого уже в первой четверти XXI в. магматические тела разнообразного петрологического типа (около 20 тел разного состава за 29 лет) полностью вписались в систему магматизма и схему петрологической зональности района и лишь добавили некоторые «штрихи» к уже известным особенностям строения и вещественного состава магматических объектов – но очень яркие и важные «штрихи». Некоторые из этих необычных, дополнительных особенностей перечислены в этой статье.

В целом и по сути процесс изучения («исследования») проявлений кимберлитового магматизма (а без него поиски месторождений алмазов неполноценны и невозможны) подобен работе следователя по выявлению и сбору улик, выстраиванию и прослеживанию логической цепочки фактов и событий до достижения искомой цели. В этой работе не бывает «мелочей». Такие факты и события («штрихи»), кажущие иногда, на первый взгляд, мелкими и незначительными, могут не только резко менять существующие представления о вещественном составе и процессах образования кимберлитов, но и дополнять, уточнять особенности строения и геологического развития

территории и даже корректировать направления поисковых работ на алмазы. В качестве иллюстрации можно привести три личных примера по Зимнебережному району.

В мае 1982 г. на базе ТОЭИ ЦНИГРИ (г. Тула) в первом же ящике с пробой ксенотуффитов («ксенотуфобрекчий») кимберлитов из недавно открытой тр. Ломоносовская (второй трубки Зимнебережного района) нами была найдена маленькая (8–9 мм) щепочка обугленной древесины (рис. 3, А), что сразу позволило считать возраст кимберлитов Зимнего Берега не древнее девонского [12, 13, 16], при том, что всеми геологами этот возраст хотя и умозрительно, но совершенно безоговорочно считался тогда венд-кембрийским. В дальнейшем, в 1983–1985 гг. лучшие палеоботаники СССР Сергей Викторович Мейен (ГИН АН СССР) и Наталия Сергеевна Снигиревская (БИН АН СССР) при детальном изучении обнаруженных нами растительных остатков сузили этот возраст до *позднего девона* – ни раньше, ни позже. Такое впервые *достоверно определённое* резкое «омоложение» возраста кимберлитового магматизма позволило перевести в разряд перспективных на поиски месторождений алмазов новые значительные площади на западе СССР (зону Карбонового Уступа, Главное Девонское Поле, Прибалтику), а в 1985 г. в Белорусской ССР были открыты трубки взрыва родственных кимберлитам пород именно *позднедевонского* возраста [28].

В августе 1982 г. при полевых работах на Зимнем Берегу в керне кимберлитовых пород трубки Светлая-Западная (третьей трубки района, теперь это трубка Карпинского-1) нами были найдены редкие мелкие (5–6 мм), невзрачные шарики зонального строения, отличающиеся от вмещающей основной массы породы псаммитового туфа только наличием тонкой тёмной пелитовой оболочки (см. рис. 3, Б). Эти шарики оказались пирокластическими пизолитами, которые образуются при прохождении капель дождя через пепловую тучу во время наземных (аэральных) вулканических извержений [7, 15]. Пирокластические пизолиты, впервые встреченные нами в кимберлитах, не только являются, по сути, единственным непосредственным вещественным доказательством поверхностных извержений древних кимберлитовых вулканов (то есть «несут все петрографические признаки пирокластических пород» [6]), но и осложняют проведение поисковых шлихоминералогических и заверочных буровых



работ в районе, поскольку их присутствие указывает на возможный значительный, не определимый ни по объёму, ни по направлению разброс кимберлитового материала на палеоповерхности (широкомасштабное площадное «засорение» выброшенным из жерла кимберлитовым материалом), что могло привести к возникновению в дальнейшем в перекрывающих породах шлиховых ореолов минералов-спутников алмаза формально «ближнего сноса», но без реальной возможности выхода к первоисточнику, а также, возможно, могло привести к маскирующему засорению краевых частей других, соседних трубок материалом иного вещественного состава [12, 14].

В июне 1985 г. при полевых работах на Зимнем Берегу в кернах скважин трубок Чидвинская (Ан-Ц214) и Апрельская (Ан-Ц206) нами были обнаружены ксенолиты серых аргиллитов и алевролитов, визуально ничем не отличающиеся от широко распространённых в трубках ксенолитов прорванных терригенных пород венда. Однако в этих ксенолитах были встречены редкие мелкие (3–5 мм) тёмно-коричневые и чёрные овальные включения, которые оказались хитиновыми раковинами беззамковых брахиопод (лингулид и оболид) кембрий-ордовикского возраста (но никак не венда). Изучение специалистами собранной нами коллекции этой фауны показало, что большинство раковин принадлежит к видам и даже родам лингулид и оболид, ранее не описанным в литературе, то есть являющимся эндемиками [12]. Детальный анализ керна скважин других новых трубок разного состава (и кимберлитовых пород А1-серии и Fe-Ti-серии, и базальтов) выявил значительное распространение в них ксенолитов пород раннего палеозоя: терригенных (аргиллитов, алевролитов, глин, гравелитов) и кар-

бонатных (известняков и мергелей), содержащих разнообразную палеофауну позднего кембрия, ордовика и силура – замковые и беззамковые брахиоподы, мшанки, граптолиты. Это указывало на существование в Зимнебережном районе мощных (до 200–300 м) толщ морских отложений раннего палеозоя, эродированных в раннем карбоне и в настоящее время отсутствующих в геологическом разрезе территории, что в значительной степени изменило и уточнило имеющиеся представления о геологическом строении и истории геологического развития территории и сместило на палеогеографических картах границу существования раннепалеозойского морского бассейна на сотни километров к северу.

Таким образом, многолетний опыт проведения работ по детальному изучению весьма разнообразных магматических проявлений Зимнего Берега заставляет внимательно относиться даже к незначительным (на первый взгляд) фактам-дополнениям к уже установленной стройной системе магматизма района. Из наиболее заметных и важных новых дополняющих и уточняющих «штрихов» к системе магматизма, выявленных в первой четверти XXI в., можно отметить следующие.

1. В 2006 г. компанией АО «АЛРОСА-Поморье» *всего в 2 км к северо-востоку от тр. Ломоносовская* (алмазоносные кимберлиты А1-серии) была открыта тр. Рождественская, образованная кимберлитовыми породами Fe-Ti-серии. С открытием этой трубки в систему кимберлитового магматизма Зимнего Берега (см. выше) был добавлен новый, ранее не встречавшийся, крайний тип кимберлитовых пород Fe-Ti-серии с наименьшей степенью ультраосновности – нефелиновые пикриты. Фрагменты магматического материала («автолиты») в ксенотуфобрекциях трубки характеризуются широким развитием в их основной массе псевдоморфоз смектита по нефелину и полным отсутствием псевдоморфоз по микролитам мелилита (см. рис. 3, В, Г). Необычному петрографическому составу пород полностью соответствует и их химический состав, прежде всего – необычно высокое содержание натрия (Na_2O до 2,03 %) при резком преобладании натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ до 5), то есть принадлежность к породам натриевой серии, что ранее отмечалось только для наиболее дифференцированных кимберлитовых пород А1-серии Зимнего Берега – беспироксеновых оливиновых мелилититов (см. рис. 3, Д).

Рис. 2. Система магматизма (А) и схема петрологической зональности Зимнего Берега (Б):

изолиниями показано содержание тантала (г/т) в автолитах трубок и силлах; 1–3 – кимберлитовые породы А1-серии: 1 – алмазоносные кимберлиты, 2 – киммелилиты, 3 – беспироксеновые оливиновые мелилиты; 4–8 – кимберлитовые породы Fe-Ti-серии: 4 – алмазоносные кимберлиты, 5 – слабоалмазоносные кимберлиты, 6 – кимпикриты, 7 – пикриты, 8 – пикриты карбонат-флогопитовые (силл Мела); 9 – базальты; 10 – известково-щелочные лампрофиры (минетты) венда

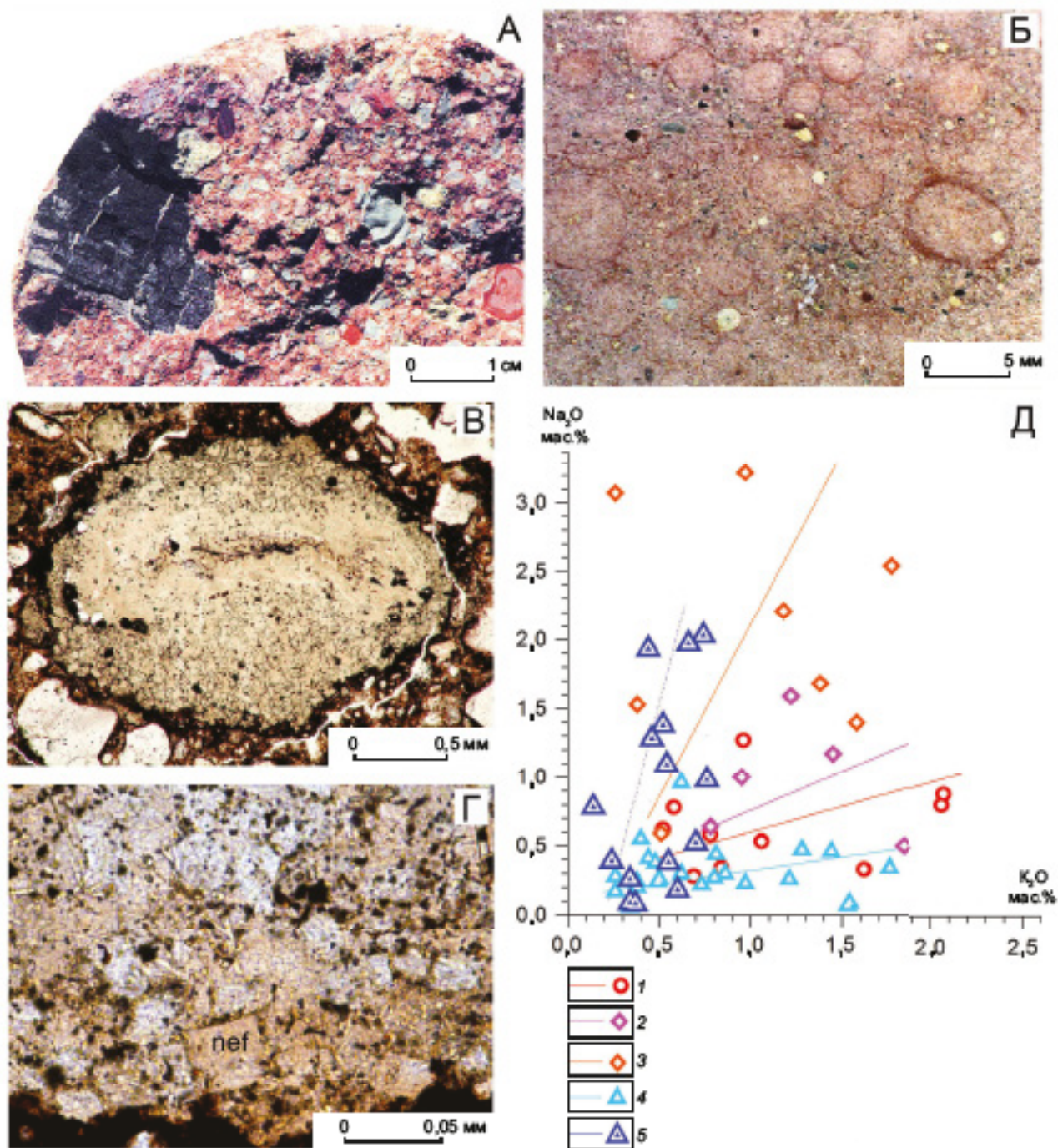


Рис. 3. Примеры важных уточнений общей системы раннегерцинского магматизма Зимнебережного кимберлитового района:

А – включение фрагмента обугленной древесины в ксенотуфитах кимберлитов трубки Карпинского-1 (месторождение им. М. В. Ломоносова); Б – пизолитовая текстура псаммитового туфа кимберлитов кратерной фации трубки Карпинского-1 (месторождение им. М. В. Ломоносова); В, Г, Д – определяющие особенности автолитов нефелиновых пикритов трубки Рождественская: В, Г – петрографический состав (проходящий свет, николи ||), nef – псевдоморфозы сапонита по микролитам нефелина; Д – точки и тренды изменения химического состава: кимберлитовые породы Al-серии: 1 – кимберлиты, 2 – киммелититы, 3 – беспироксеновые оливиновые мелилититы, 4 – кимберлитовые породы Fe-Ti-серии, 5 – трубка Рождественская

2. Открытые АО «АЛРОСА-Поморье» в 2011–2015 г. новые магматические тела также уточняют и усложняют систему магматизма Зимнебережного района. В вулканическом комплексе (трубка + + силлы) Ан-751д и тр. Ан-751а некоторые фазы внедрения трубок образованы ксенотуфами слюдистых кимпикритов Fe-Ti-серии лампрофирового типа, содержание флогопита в которых составляет от 25 до 57 % (!) магматического материала, а содержание вкрапленников оливина исчезающее мало (рис. 4, А). Кроме того, рядом с тр. Юрасская обнаружен силл Ан-ТА34, также образованный слюдистыми мелкопорфировыми пикритами Fe-Ti-серии, характерной особенностью которых является широкое развитие бесцветного высокобариевого флогопита (переходной разности между флогопитом и киноситалитом) с содержанием BaO до 9,91 %. Присутствие существенно слюдистых разновидностей кимберлитов ранее не отмечалось для пород Fe-Ti-серии Зимнебережного района. Обогащённые флогопитом такого типа породы были характерны для пород Al-серии района: флогопитовые киммелилититы образуют трубки Верхотинского куста, а также фиксируются в виде редких ксенолитов в кимберлитах Золотицкого куста и в виде маломощной жилы в киммелилититах тр. Чидвинская (по данным ЗАО «Татнефть-Кратон»). Подобные высокофлогопитовые кимберлиты лампрофирового типа широко распространены в северных кимберлитовых полях Якутии [5] и (в виде ксенолитов) в трубках Нюрбинская и Ботуобинская Накынского кимберлитового поля [23]. Возможно, эти насыщенные флогопитом кимберлитовые породы лампрофирового типа являются продуктами внедрения дериватов обогащённых летучими компонентами протокимберлитовых и кимберлитовых магм. Эти необычные редкие и локально развитые породы лампрофирового типа не нарушают общую систему кимберлитового магматизма Зимнего Берега, а лишь дополняют и детализируют её небольшими, но яркими «штрихами» (как листики и цветочки на ветках дерева).

3. В 2001 г. ЗАО «Архангельскгеолразведка» при бурении регулярной гидрогеологической разведочной скважины в 300 м к северу от тр. им. В. Гриба случайно было вскрыто новое кимберлитовое тело – тр. Северная (устное сообщение А.Н. Буюна, первооткрывателя трубок им. В. Гриба и Северная). Эта трубка имеет очень небольшие размеры (примерно 80 × 30 м в плане), но является само-

стоятельным кимберлитовым телом, трубкой-«спутником», а не апофизой тр. им. В. Гриба, типа «хвостов» эруптивных брекчий (брекчированных пород) вдоль рудовмещающего разлома, отмеченных ранее у кимберлитовых трубок Снегурочка, Архангельская, Карпинского-1 и Карпинского-2 Золотицкого куста. Судя по опубликованным данным и результатам выборочного изучения каменного материала, тр. Северная представлена кимберлитами Fe-Ti-серии того же петрологического типа, что и тр. им. В. Гриба, но образована одной фазой внедрения, сильно засорённой ксеногенным и песчаным материалом – ксенотуфопесчаником («ксенотуфобрекчийей») кимберлитов с неожиданно и необычно мощной краевой частью (около 100 м), породы которой, насыщенные глинисто-песчаным материалом и ксенолитами венда, полностью преобразованы в условиях крайне зрелой коры выветривания (зона конечного окисления и конечного гидролиза, по [10]). Исходя из петрографического состава пород трубки, высокого содержания, размера и особенностей химического состава пикроильменита и пироба, тр. Северная аналогична тр. им. В. Гриба, но отличается повышенным содержанием хромшпинелида, сильной засорённостью ксеногенным и песчаным материалом и необычной, крайне высокой степенью и глубиной выветривания пород. Открытие маленькой тр. Северная показало, что высокоалмазоносная тр. им. В. Гриба является не единственной трубкой такого типа на Зимнем Береге, а значит, поиски новых подобных месторождений алмазов Fe-Ti-серии в районе имеют вполне реальную перспективу.

4. В Зимнебережном районе нередко отмечается наличие многоуровневых комплексов межпластовых тел – силлов кимберлитовых пород разных петрологического типа и структурно-текстурных характеристик. На сегодняшний день магматические тела в виде силлов наблюдаются в районе только в связи кимберлитовыми породами Fe-Ti-серии, силлы, образованные породами Al-серии, в районе до сих пор не встречены. Единственным исключением пока являются пока силлы реки Мела, породы которых стоят особняком в системе магматизма района: по некоторым геохимическим характеристикам, они приближаются к породам Al-серии района, по широкому развитию в основной массе пород сильно обогащённого железом и титаном хромшпинелида, аналогичны пикритам Fe-Ti-серии, а по Nd-Sr-изотопным

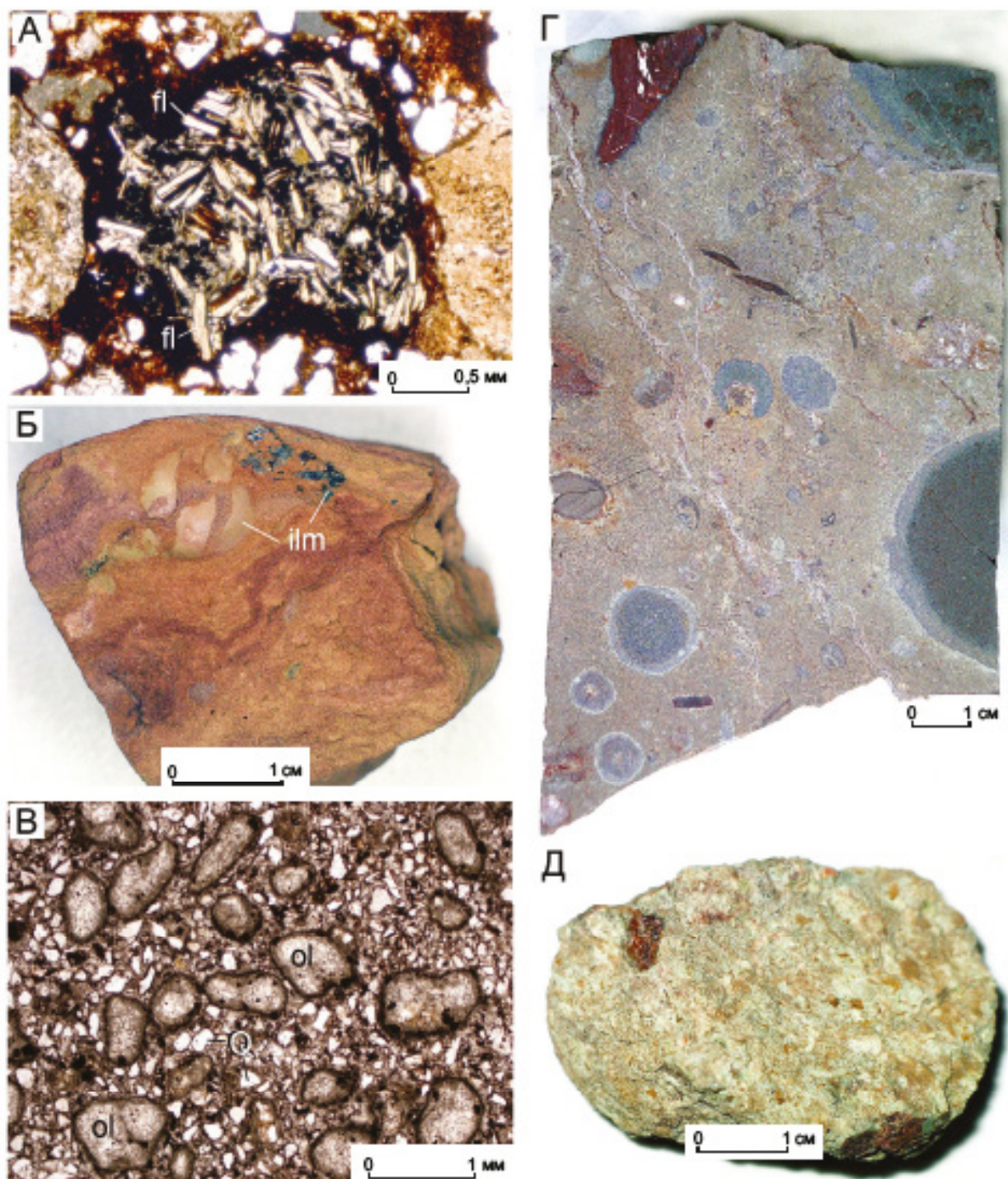


Рис. 4. Новые структурно-текстурные разновидности кимберлитовых пород железо-титанистой серии района:

А – трубка Ан-751д: включение автолита слюдяного кимберлита лампрофирового типа (шлиф, проходящий свет, николи ||), fl – лейсты флогопита; Б – силл Ан-748д: внешний облик туфопесчаника кимберлитов с крупными зёрнами пикроильменита (ilm); В – силл Ан-734: особенности петрографического строения туффита кимберлитов, засорённого кварцевым песчаным материалом (шлиф, проходящий свет, николи ||), ol – псевдоморфозы по оливину в плёнке застывшего расплава, Q – зёрна кварца; Г – трубка Ан-746б: внешний облик мелкопорфирового кимберлита с элементами шаровой текстуры; Д – трубка Ан-К3а (ЦНИГРИ-Архангельская): ксенолит катаклазированного гранатового перидотита, внешний облик

характеристикам занимают совершенно обособленное положение [18, 20]). Силлы кимберлитовых пород Fe-Ti-серии часто входят в единый вулканический комплекс с трубками взрыва (трубки Шоча, Ан-495а, Ан-695, Ан-748, Ан-751д), реже образуют обособленные комплексы силлов (Звёздочка, Ан-697, Ан-687, Ан-734, Ан-ТА34). Силлы обычно представлены породами лавового облика порфировой структуры: пикритами, кимпикритами или кимберлитами, иногда сильно карбонатизированными и (или) глинизированными.

Реже отмечаются межпластовые субгоризонтальные тела запесоченных пород типа ксенотуфопесчаников, туфопесчаников и глинистых песчаников, иногда с крупными зёрнами пикроильменита (см. рис. 4, Б) (Ан-748н, Ан-687, Ан-734 и др.). Эти необычные для силлов породы по внешнему облику и петрографическому составу не просто близки, а практически неотличимы от ксенотуфобрекчий трубок взрыва района (см. рис. 4, В), поэтому некоторые геологи предполагали, что подобные породы представляют собой лишь вскрытую скважинами краевую часть трубки взрыва, расположенной рядом. На самом деле, вероятно, сильно газонасыщенные расплавы не смогли прорваться на поверхность и образовать вертикальную трубку взрыва, поэтому сформировали субгоризонтальные межпластовые тела (формально, по морфологии – силлы) пород, петрографически близких к ксенотуфобрекчиям трубок взрыва. Такие «запесоченные» породы силлов отличаются от ксенотуфобрекчий трубок лишь горизонтальной, межпластовой морфологией тел и присутствием обломочного кварцевого материала только мелкосаммитовой и алевроитовой размерности (в соответствии с зернистостью вмещающих пород венда) при полном отсутствии более грубого крупносаммитового и гравийного кварцевого материала, попадающего в аналогичные породы трубок взрыва при прорыве на поверхность и опускании вниз материала близповерхностных рыхлых грубообломочных девонских отложений (существовавших в то время аналогов современных рыхлых «четвертичных» отложений).

5. В жерловой фации тр. Ан-746б и силлах Ан-748д (открыты АО «АЛРОСА-Поморье») обнаружена новая для района текстурная разновидность кимберлитовых пород Fe-Ti-серии – мелкопорфировые кимберлиты с элементами шаровой (сферической) текстуры (см. рис. 4, Г), свидетельствующей о сложных и непостоянных условиях

застывания вулканических пород. Шаровые обособления концентрически-зонального строения отличаются от вмещающей однородной матрицы более тёмным цветом, более плотным строением, повышенным содержанием рудного минерала в основной массе и нередко присутствием центрального «затравочного ядра». Возможно, такие «шаровые» обособления аналогичны по характеру образования «автолитам» (лапиллям) туфов и туффизитов кимберлитов и так же возникают в областях локального изменения условий застывания расплава, прежде всего, вокруг относительно «холодных» ксенолитов.

6. В кимберлитах Зимнебережного района отмечается значительное, разное для разных типов пород количество глубинных включений (мантийных ксенолитов), нами обнаружены и изучены около 5000 образцов таких пород примерно из 30 трубок и силлов района. Подавляющее большинство изученных ксенолитов мантийных перидотитов образованы породами крупнокристаллической равномернозернистой структуры («*coarse granular peridotites*»), включения же катаклазированных, деформированных перидотитов («*sheared peridotites*») встречаются гораздо реже: в трубках кимберлитов Al-серии Золотицкого куста – единичные образцы (не более 0,2 %), в тр. им. В. Гриба (кимберлиты Fe-Ti-серии) – десятки образцов (не более 5–7 %) [24, 26]. В тр. ЦНИГРИ-Архангельская (Ан-К3а или Ан-697б), открытой ФГУП ЦНИГРИ, отмечается гораздо более широкое распространение мантийных ксенолитов катаклазированных гранатовых перидотитов, что крайне необычно для кимберлитов Зимнебережного района (см. рис. 4, Д). Несмотря на небольшой объём изученного нами кернового материала по этой трубке, сильную изменённость кимберлитов в целом и мантийных ксенолитов, доля обнаруженных ксенолитов катаклазированных гранатовых перидотитов достигает здесь 20% (6 образцов из 30). Несомненный интерес вызывают дальнейшие выявление и изучение мантийных ксенолитов этой трубки на более представительном керновом материале.

7. В южной части Зимнебережного района в 2001 г. компанией ЗАО «Татнефть-Кратон» выявлены трубки Al-серии Летняя и Озёрная, близкие по вещественному составу пород ранее открытой сдвоенной тр. Ижма (сближенные трубки Ижма Южная и Ижма Северная). При этом в тр. Озёрная присутствует отдельная полноценная фаза

внедрения – тело витро-литокластических туффизитов беспироксеновых оливиновых мелилититов (ранее встреченная в тр. Ижма Северная лишь в виде локального, очень небольшого по размеру блока) [12]. Магматический материал (литокласты) этого тела туффизитов тр. Озёрная имеет порфиоровую структуру, обусловленную развитием идиоморфных вкрапленников оливина «2-й генерации», погружённых в апостекловатую основную массу миндалекаменного строения с развитием микролитов мелилита (все перечисленные первичномагматические минералы только в виде псевдоморфоз) (рис. 5, А, Б).

Одна из фаз внедрения тр. Озёрная и практически полностью трубок Ижма Южная, Ижма Северная, Летняя и Весенняя (во всяком случае, вскрытые бурением части этих трубок) сложена породой лавового облика порфировой структуры, обусловленной развитием идиоморфных вкрапленников оливина «2-й генерации» (иногда совершенно неизменённого), погружённых в основную массу породы, образованную однородным микропризматическим агрегатом клинопироксена (диопсида). Однако развитие этого агрегата клинопироксена имеет ярко выраженный наложенный автометасоматический и (или) автометаморфический, но не первичномагматический характер (перекристаллизация?), что хорошо видно по псевдоморфному замещению таким агрегатом клинопироксена даже идиоморфных вкрапленников оливина-2 (см. рис. 5, В), а также по проявлению других признаков метасоматоза – например, по развитию в микрожеодах (или апоминдалинах?) идиоморфных выделений рихтерита с отчётливо-ярким цветным плеохроизмом (Ng – розовый, Nr – жёлтый) (см. рис. 5, Г). Учитывая высокую степень наложенного автометасоматоза, резко изменившего первичную структуру и минеральный состав основной массы пород, трубки Ижма Южная, Ижма Северная, Озёрная, Летняя и Весенняя можно считать первоначально образованными лавами и туффизитами *беспироксеновых оливиновых мелилититов*.

Здесь же, в южной части Зимнебережного района, проявляется чёткая корреляция между тектонической позицией расположения трубок и особенностями их вещественного состава. Между сближенными в пространстве, но резко различающимися по составу трубками А1-серии Весенняя (Ижемский куст) и Апрельская (Чидвинский куст) проходит тектоническая граница между Ар-

хангельским выступом кристаллического фундамента (с трубками беспироксеновых оливиновых мелилититов Летняя, Ижма Южная, Ижма Северная, Озёрная и Весенняя) и Керецким грабенном (с трубками киммелилититов Апрельская и Чидвинская) (см. рис. 5, Д). При этом в беспироксеновых оливиновых мелилититах тр. Весенняя, максимально сближенной в пространстве с киммелилититами трубки Апрельская, присутствуют редкие ксеноморфные зёрна (макрокристы) глубинного оливина «1-й генерации», что приближает породы этой трубки к киммелилититам – промежуточному типу пород между кимберлитами и мелилититами [9, 12, 17].

8. Работами АО «АЛРОСА-Поморье» установлено сложное и необычное строение новых трубок Fe-Ti-серии (трубки Пачугского куста Ан-751а и Ан-751д, а также тр. Ан-746б и др.), отличающихся по строению от «классических» трубок района 1980-х годов, по-сути, только тр. Галина (Ан-478) имеет обычное строение и форму трубки взрыва. Наиболее ярко такое различие проявляется в группе кимберлитовых трубок на аномалии № 751. Здесь, рядом (буквально в первых сотнях метрах) с трубкой обычного строения Солоха (Ан-751), открытой в 1980-х годах, выявлены ещё две необычные по строению трубки – Ан-751д и Ан-751а (рис. 6).

Аномалия Ан-751д представляет собой удлинённый в северо-восточном направлении, небольшой по размерам (150 × 120 м), но сложно построенный вулканический комплекс, состоящий из вулканической трубки и многоуровневого (многоэтажного) комплекса силлов.

Вулканическая трубка Ан-751д имеет очень необычную для района форму так называемого «бокала шампанского», характерную для некоторых мааров, а также для некоторых вулканических трубок лампроитов Западной Австралии и слабоэродированных кимберлитовых трубок площади Бакванга (Заир). *Кратерная часть* трубки морфологически выражена в виде конусообразного раструба («воронки») с относительно пологими бортами (~ 45°), заполненного красноцветными глинизированными крупнопсефитовыми гетерогенными брекчиями осадочных пород венда (со значительным содержанием обломков эродированных формаций кембрия–ордовика в «придонной» части) с небольшой примесью кимберлитового материала. *Жерловая часть*, представленная в обычных трубках трубообразным

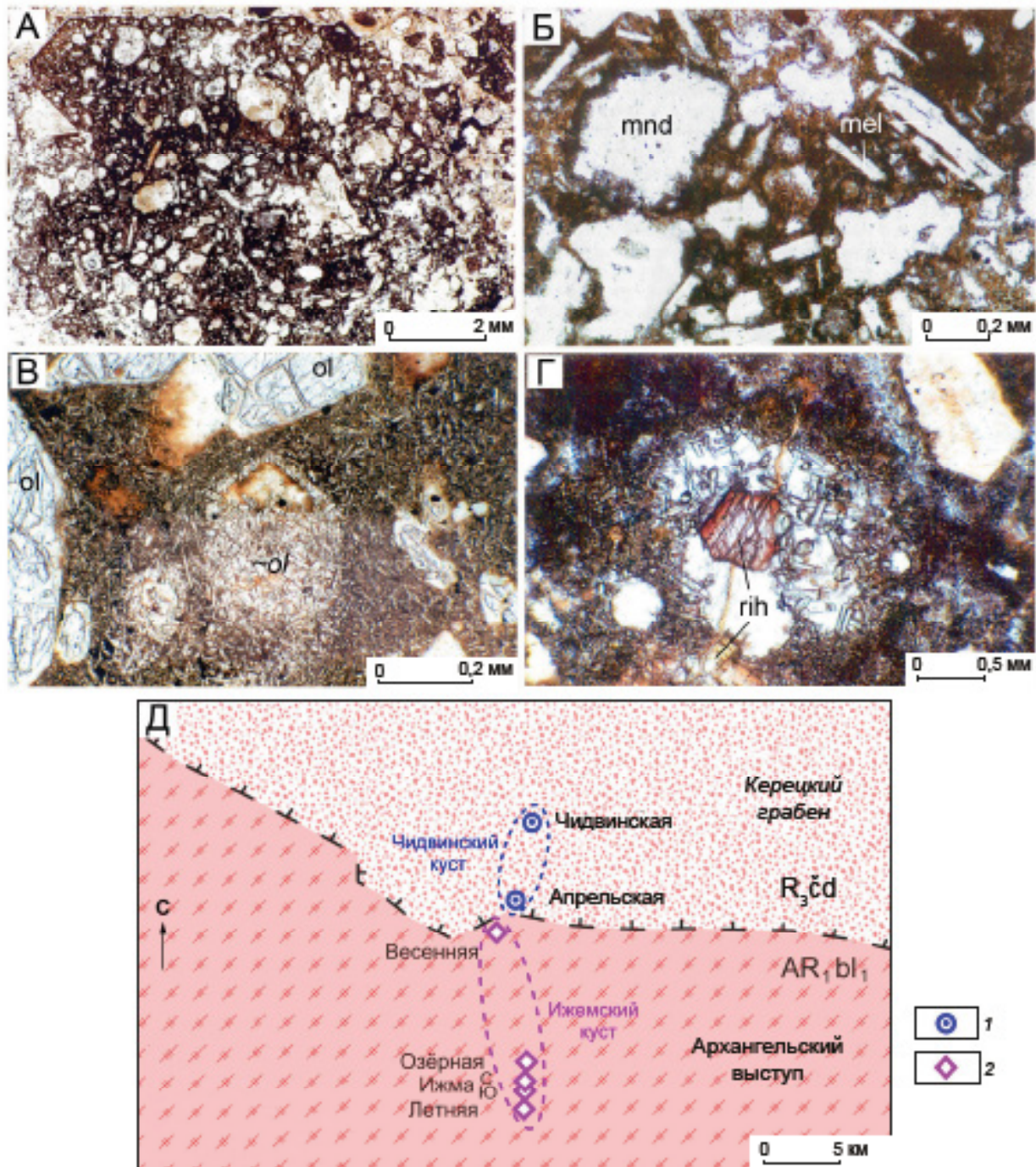


Рис. 5. Особенности петрографического строения и расположения новых трубок Ижемского куста Зимнебережного района:

А, Б – трубка Озёрная: включение автолита с характерными лейстами мелилита из витро-литокристаллических туф-физитов беспироксеновых оливиновых мелилититов (шлиф, проходящий свет, николи ||), mel – псевдоморфозы по микролитам мелилита, mnd – миндалины, ol – вкрапленники оливина-2, ~ol – вкрапленники оливина-2, замещённые микропризматическим агрегатом клинопироксена, rih – рихтерит; В, Г – трубка Озёрная: метасоматический характер развития микропризматического агрегата клинопироксена и рихтерита в основной массе пород лавового облика (шлиф, проходящий свет, николи ||); Д – корреляция между тектонической позицией расположения трубок [11] и особенностями их вещественного состава: трубки взрыва: 1 – киммелилититы, 2 – беспироксеновые оливиновые мелилититы

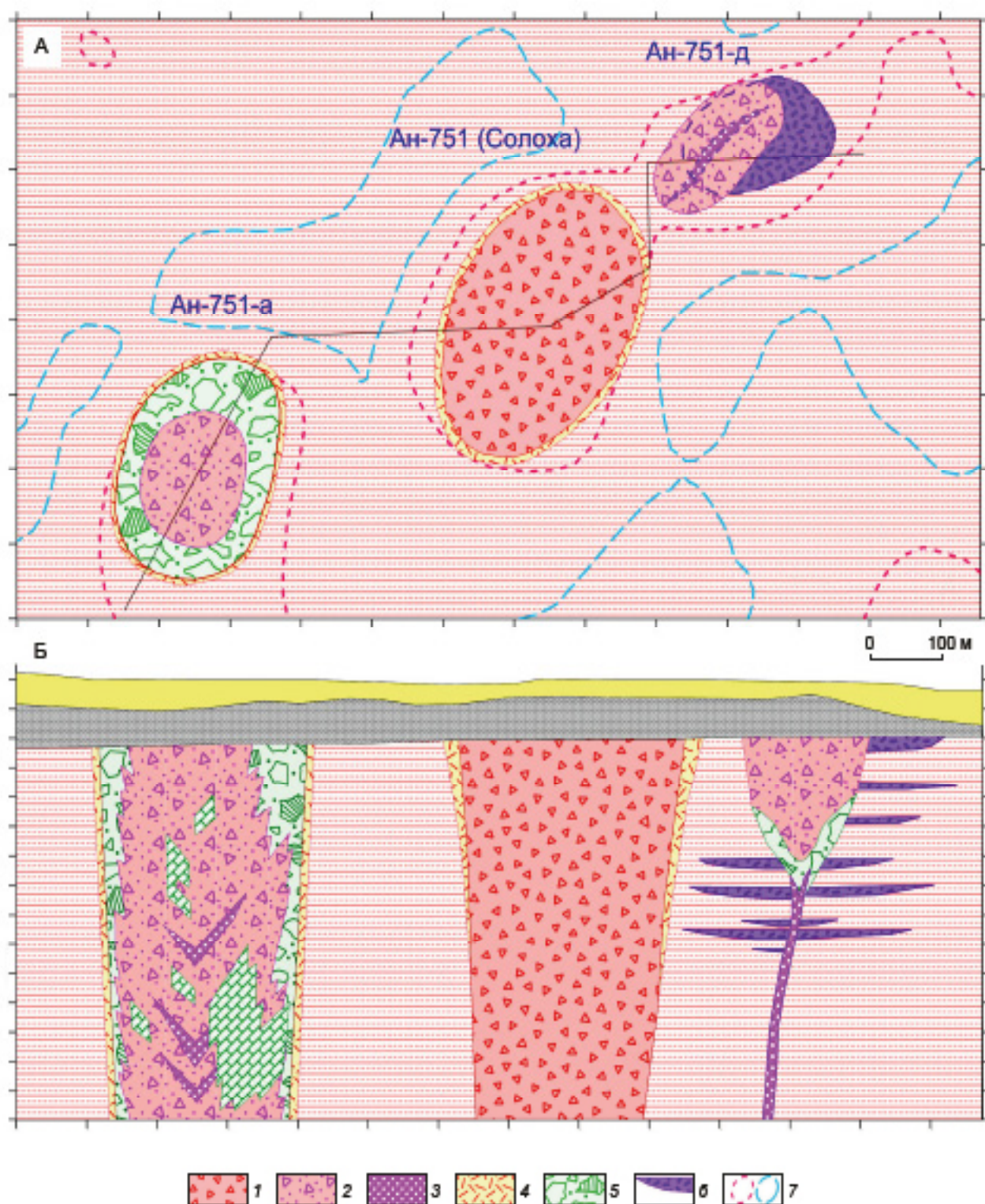


Рис. 6. Необычное, сложное строение новых трубок Пачугского куста (Ан-751а, Ан-751д) наряду с «классической» трубкой Ан-751 (Солоха). Схематический план (со снятыми перекрывающимися отложениями) – А и разрез – Б:

1–5 – породы кимберлитовых трубок: 1 – ксенотуффиты, 2 – ксенотуфопесчаники, 3 – ксенотуфы, 4 – приконтактные брекчии вмещающих пород венда, 5 – агломеративные гетерогенные брекчии и «плавающие рифы» пород ордовика; 6 – силлы кимберлитов; 7 – контуры положительных и отрицательных магнитных аномалий

«цилиндрическим» телом, здесь отсутствует, при этом раструб, вероятно, сразу переходит в сильно вытянутое в северо-восточном направлении маломощное тело взрывной дайки подводящего канала, образованной псефитовым ксенотуфом кимберлитов, состоящим почти на 50 % из автолитов слюдистых (лампрофировых) кимберлитов ядерного и ядерно-плёночного типов.

Отдельным морфологическим элементом вулканического аппарата Ан-751д является более ранний **комплекс силлов** кимберлитов. Силлы расположены на восьми уровнях, имеют мощность от 0,1 до 5 м и образованы в разной степени изменёнными (карбонатизированными и глинизированными) крупнопорфировыми слюдистыми (лампрофировыми) кимберлитами с высоким содержанием макрокристов оливина-1 и пикроильменита.

Аномалия Ан-751а представляет собой вулканическую трубку («трубку взрыва») с удлинённым в северо-восточном направлении овальным поперечным сечением с осями 300 × 200 м. В самом общем виде можно выделить два морфологических элемента, объединённых в вулканической трубке.

Средняя, основная, часть жерловой фации трубки образована грубостратифицированным *столбом эруптивных (выброшенных) вулканогенно-обломочных пород* (выброс вулканического материала, смешивание его с материалом прорванных пород и осадками и падение части этой смеси обратно в жерло). Внешний облик и структура пород меняются незакономерно, преобладают ксенотуфопесчаники (ксенотуфобрекчий), менее распространены ксенотуффиты, отдельные маломощные (первые десятки сантиметров) субдиагональные зоны образуют хорошо сортированные мелкопсефитовые ксенотуфы кимберлитов с неотчётливой субпараллельной расслоенностью. Встречаются зоны крупнопсефитовых и агломератовых брекчий осадочных пород, сложенные обломками как прорванных пород венда (песчаников, алевролитов, аргиллитов), так и эродированных формаций раннего палеозоя (глин, мергелей, известняков кембрия–ордовика), а также крупные блоки этих пород, так называемые «плавающие рифы».

Крайевая зона жерловой фации трубки образована преимущественно процессами обрушения в жерло вмещающих пород с небольшим участием собственно вулканических процессов (своеобразные коллювиальные свалы). Породы краевой зоны

развиты по периферии трубки и представлены гетерогенной агломератовой брекчийей («мегабрекчийей») различных осадочных пород венда (красноцветных аргиллитов, алевролитов, реже песчаников) и разнообразных осадочных пород раннего палеозоя (пестроцветных глин, алевролитов, мергелей, известняков и др.) со связующей массой из тонкообломочного материала тех же пород.

Гетерогенные мегабрекчийи краевой зоны трубки (своеобразные коллювиальные свалы с редкими участками ксенотуфопесчаников лампрофировых, слюдяных кимберлитов) и грубостратифицированные эруптивные породы средней части трубки (ксенотуфопесчаники, ксенотуффиты, ксенотуфы бесслюдяных кимберлитов) могут принадлежать к двум разным фазам внедрения трубки: первой и второй соответственно.

Вероятно, такие необычные по строению и насыщенные ксеногенным материалом трубки почти не проявляются в геофизических полях, поэтому именно в недавнее время их стали вскрывать при вынужденной заверке очень слабых магнитных аномалий (1,5–3 нТл).

9. На некоторых трубках Зимнего Берега (прежде всего на трубках кимберлитов А1-серии Золотницкого куста: Поморской, Пионерской, Карпинского-1, Карпинского-2, Архангельской, а также на некоторых трубках базальтов) ранее отмечалось присутствие зоны коры выветривания. Однако по степени выветривания эти коры достигали лишь вполне умеренной зоны «выщелачивания и конечной гидратации», по [10]. В противоположность этому, на некоторых кимберлитовых трубках Fe-Ti-серии (им. В. Гриба, Ан-746б, Северной и др.) и силлах (Ан-751а, Ан-748д, Ан-734, Ан-ТА34 и др.) выявлены максимально зрелые коры выветривания, вплоть до развития зоны конечного окисления и конечного гидролиза, по [10]. Вещественный состав и внешний облик пород этих кор выветривания настолько сильно отличается от кимберлитового (в частности, полностью исчезает характерная порфировая структура пород (рис. 7, А, Б, В)), что для правильной диагностики такого типа пород требуется их всестороннее детальное изучение опытными специалистами. Развитие подобных зрелых кор выветривания кимберлитов также напрямую и резко влияет на особенности набора, содержания и морфологии минералов-спутников алмаза (см. рис. 7, Г, Д, Е, Ж), что необходимо учитывать при проведении в районе шлихоминералогических

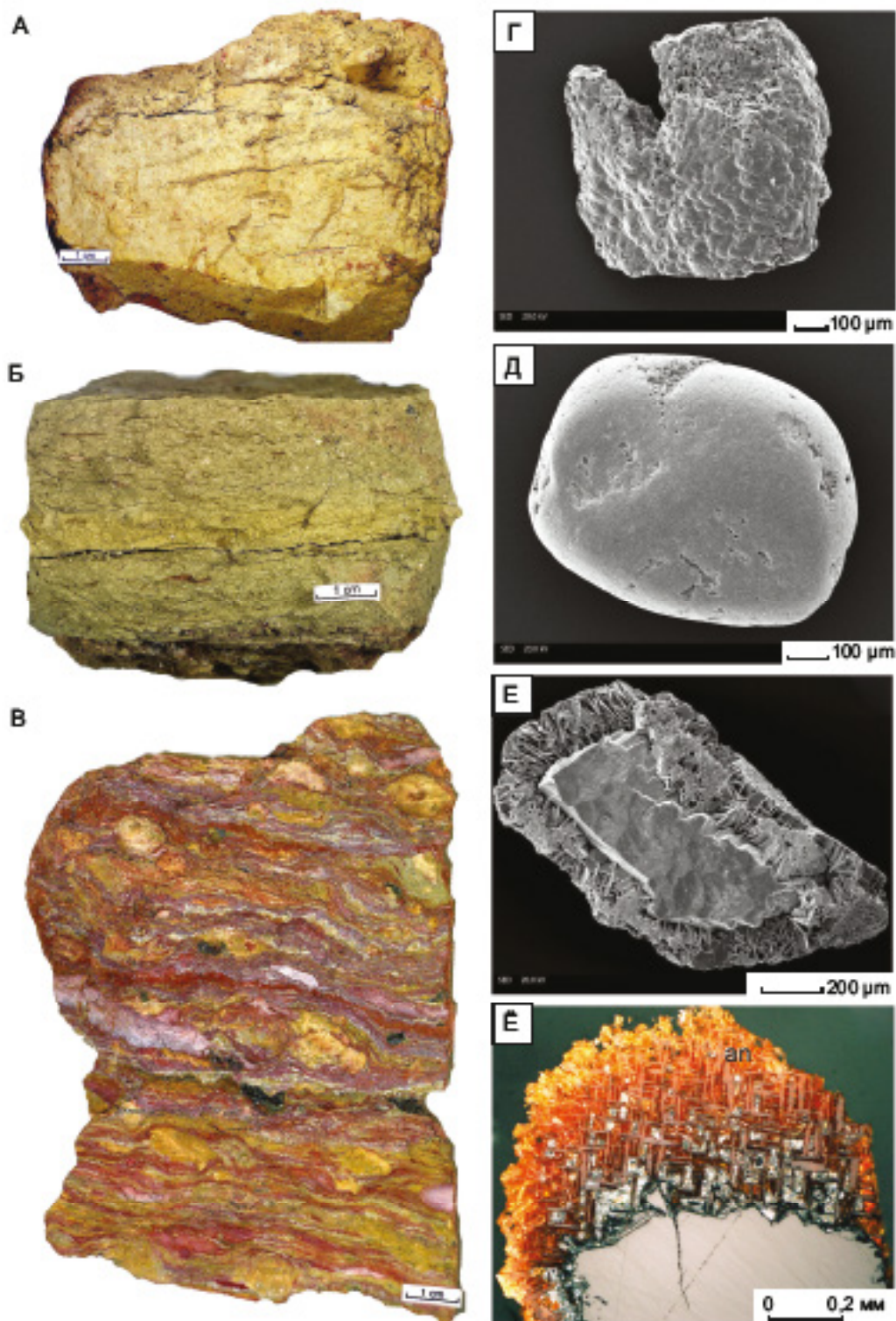


Рис. 7. Наиболее яркие особенности зрелых кор выветривания кимберлитов Fe-Ti-серии Зимнего Берега:

А, Б, В – внешний облик разных типов пород зрелых кор выветривания по кимберлитам силлов Пачугского куста (А, В – Ан-748н, Б – Ан-751д); Г, Д, Е – морфологические особенности зёрен минералов-спутников алмаза с признаками интенсивного растворения в зрелых корях выветривания трубки Северная. Изображение на сканирующем электронном микроскопе во вторичных электронах (Г, Д, Е) и на оптическом микроскопе в отражённом свете, николи + (Е): Г – пироп, Д – хромшпинелид, Е, Ж – пикроильменит с анатазовой каймой замещения (an)

поисков месторождений алмазов по промежуточным коллекторам.

10. В 1999 г. компания ООО «Терра» при заверке магнитных аномалий вскрыла на Товской поисковой площади Зимнего Берега «межпластовые магматические тела» и *чисто умозрительно* определила их как «силлы девонских кимберлитов» (широко распространённые на Зимнем Берегу). В 2000 г. ЗАО «Архангельские алмазы» вскрыло аналогичные породы на соседней Летнеозёрской поисковой площади. Детальное изучение нами строения, вещественного состава и возраста этих пород показало, что они представляют собой новый для Зимнего Берега (и Юго-Восточного Беломорья, да и Севера Русской платформы в целом) тип магматизма — калиевые известково-щелочные лампрофиры (типа минетты), не имеющие отношения к кимберлитам [29]. Эти породы образуют синхронные вендскому осадконакоплению сложнопостроенные вулканогенные комплексы (общей мощностью до 4 м) аэральных и субаквальных потоков и покровов стекловатых лав, туфов и туффитов. Сильно изменённые, частично глинизированные породы имеют бордовый, коричневый или фиолетовый цвет (рис. 8, А), порфировую структуру с идиоморфными вкраплениями биотита (до 10–35 % объёма породы) в апостекловатой основной массе флюидалной текстуры, в которой во второстепенных или акцессорных количествах присутствуют мелкие идиоморфные зёрна апатита, циркона, рудного минерала (магнетита), фельдшпатоида и дипирамидальные зёрна высокотемпературного β -кварца (см. рис. 8, Б, В). Абсолютный возраст лав этих пород, определённый U-Pb методом с лазерной абляцией по циркону (см. рис. 8, Г) (ARC National Key Centre «GEMOS», Сидней, Австралия), $570,0 \pm 8,0$ млн лет, что соответствует позднему венду и подтверждает выявленное петрографическими методами субсинхронное образование покровов лампрофиров с вендским осадконакоплением.

Аналогичного типа породы обнаружены ЗАО «Архангельские алмазы» в 2009 г. на противоположной стороне Двинского залива, на Онежском полуострове [21]. Детальное изучение вещественного состава этих пород также показало их принадлежность к известково-щелочным лампрофирам типа минетты и идентичность времени образования: $570,4 \pm 4,0$ млн лет U-Pb методом с лазерной абляцией по циркону (ЦИИ

ВСЕГЕИ) и 564 ± 10 млн лет K-Ar методом по биотиту (ИГЕМ РАН). Расположение проявлений нового типа поздневендского щелочного магматизма указывает на приуроченность их к поперечным («трансформным») разломам рифейской Беломорской рифтогенной системы [3] в зоне резкого «излома» нескольких ветвей этой системы вдоль «горла» Белого моря (см. рис. 8, Д).

С открытием нового типа магматических пород выявлен более длительный, разнообразный и сложный характер магматизма Зимнебережного района, уточнён абсолютный возраст отложений мезенской свиты венда и подтверждено, наконец, существование северо-восточной рифтогенной «Архангельской зоны *поздневендской* тектоно-магматической активизации», предсказанной и выделенной ещё Владимиром Павловичем Грибом [2, 27].

Закключение. Зимнебережный район характеризуется очень широким разнообразием состава и геологического строения проявлений кимберлитового и родственного ему магматизма. При изучении магматических проявлений района в течение длительного времени соблюдались четыре основных условия работ для выявления закономерностей строения и состава магматических тел: 1) однородность отбора материала и изучения пород («одними руками, одними глазами, одними методами и приборами»); 2) изучение максимального количества объектов и образцов (многие десятки объектов и тысячи образцов); 3) детальное, всестороннее и взаимосвязанное изучение магматических объектов и пород (геологическое строение + петрография + минералогия + геохимия + изотопия + возраст); 4) изучение как основных характеристик пород, так и мелких их особенностей («штрихов»).

Такой объёмный, тщательный и трудоёмкий подход к исследованию магматических проявлений в конце XX в. позволил выявить отчётливые закономерности изменения характеристик их вещественного состава и расположения в пространстве, что было отражено в форме системы раннегерцинского магматизма, объединяющей две серии кимберлитовых пород (глинозёмистую и железо-титанистую) и базальты, а также в форме схемы петрологической зональности Зимнего Берега.

Геолого-поисковые и геологоразведочные работы, проведённые разными компаниями в Зимнебережном районе в первой четверти XXI в.,

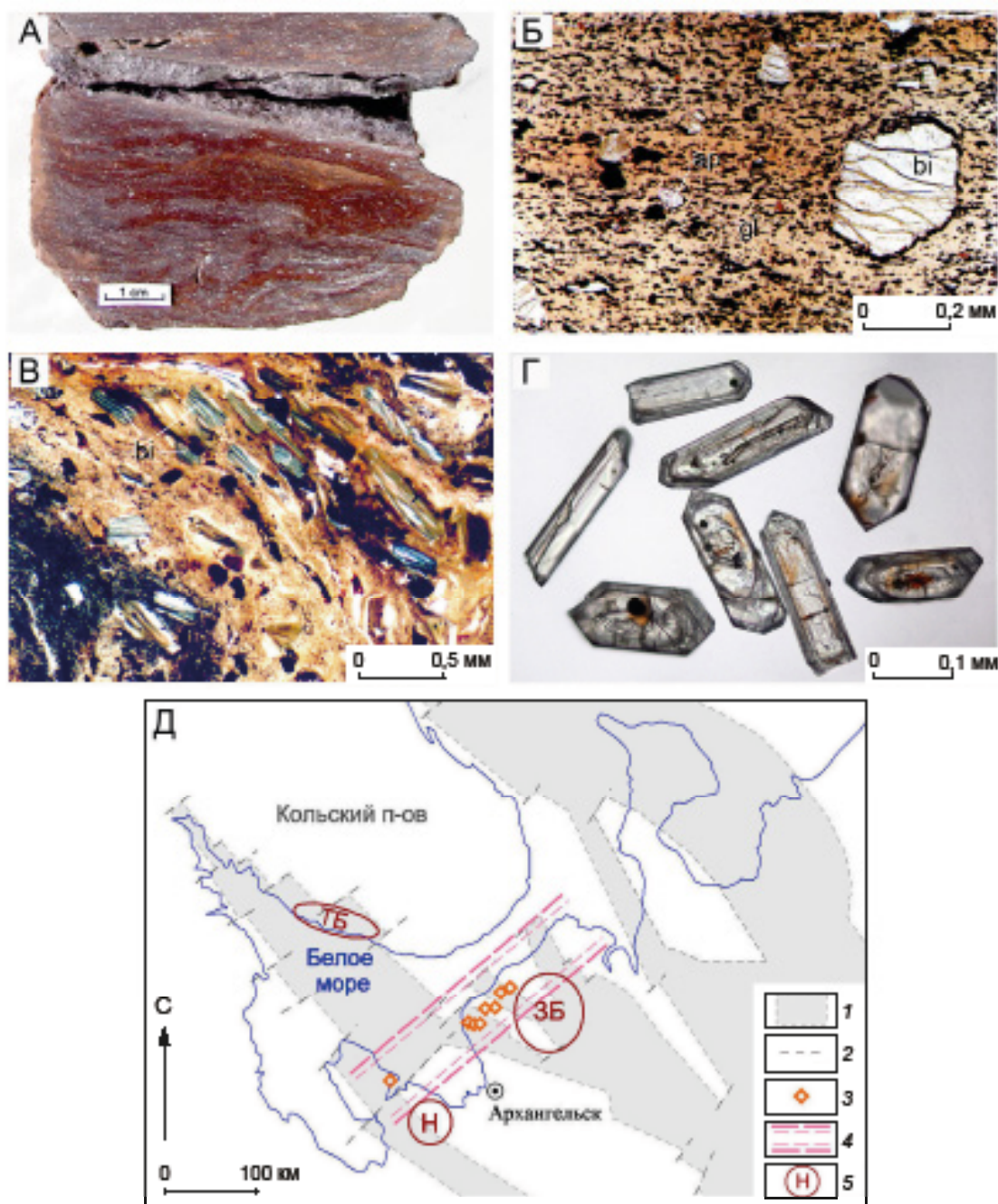


Рис. 8. Особенности петрографического строения и расположения проявлений нового типа позднедевонского щелочного магматизма в Зимнебережном районе и Беломорском регионе в целом:

А – образец лавы из покрова известково-щелочного лампрофира Ан-ЛТ-32, внешний облик; Б – петрографические особенности лавы известково-щелочного лампрофира Ан-ЛТ-32 (шлиф, проходящий свет, николи ||), bi – вкрапленники биотита, частично изменённые, ар – апатит, gl – изменённое стекло; В – петрографические особенности лавы известково-щелочного лампрофира с повышенным содержанием биотита, Ан-ЛТ-14. (шлиф, проходящий свет, николи ||), bi – вкрапленники биотита; Г – монофракция зёрен циркона, которые использовались для определения абсолютного возраста, покров лавы Ан-Г031 (проходящий свет, николи ||); Д – расположение проявлений нового типа позднедевонского щелочного магматизма: 1 – рифейская рифтогенная система [3], 2 – поперечные («трансформные») разломы, 3 – вулканические комплексы позднедевонских известково-щелочных лампрофиров, 4 – Архангельская зона позднедевонской тектоно-магматической активизации, 5 – районы позднедевонского кимберлитового и родственного вулканизма: ЗБ – Зимний Берег, ТБ – Терский Берег, Н – Нёнокса

привели к обнаружению около двух десятков новых магматических объектов самого разного состава: мелилититов Al-серии, кимберлитов и пикритов Fe-Ti-серии, базальтов и даже нового типа магматизма – покровов поздневендских известково-щелочных лампрофиров (типа минетты). При этом разработанные ранее нами **система** кимберлитового магматизма Зимнего Берега и **схема петрологической зональности** Зимнебережного района получили полное подтверждение и лишь незначительные, но важные уточнения и дополнения. Так, с открытием тр. Рождественская в систему кимберлитового магматизма Зимнего Берега был добавлен новый, крайний тип кимберлитовых пород Fe-Ti-серии с наименьшей степенью ультраосновности – нефелиновые пикриты натрового ряда; впервые выявлены трубки и силлы слюдястых кимпикритов и пикритов Fe-Ti-серии лампрофирового типа с содержанием флогопита, в том числе высокобариевого, до 57 %; открытие и изучение трубок Летняя и Озёрная показали, что все трубки Ижемского куста образованы беспироксеновыми оливковыми мелилититами (а не пикритами), замыкающими ряд пород Al-серии района по минимальной степени ультраосновности. Это говорит о существовании и **системы магматизма**, и **схемы петрологической зональности района** как об «объективной реальности», а также о плодотворности и необходимости их использования при геолого-поисковых, геологоразведочных и научно-исследовательских работах в районе.

В результате выполненных работ определены новые структурно-текстурные и литолого-генетические разновидности кимберлитовых пород:

силлы ксенотуфопесчаников кимберлитов (ранее известных только в виде столбов «ксенотуфобрекчий» в трубках взрыва) и лавы кимберлитов шаровой текстуры, установлено необычно высокое содержание включений катаклазированных гранатовых перидотитов в трубке Ан-КЗ а, а также выявлены зрелые коры выветривания кимберлитов, что не только умножило разнообразие процессов образования и преобразования кимберлитовых пород района, но и внесло коррективы в методику проведения поисковых работ.

Несмотря на открытие в первой четверти XXI в. магматических объектов в основном с необычными особенностями геологического строения и состава пород, вряд ли можно безоговорочно утверждать, что все «классические» трубки в Зимнебережном кимберлитовом районе уже открыты. На возможность существования ещё неоткрытых немагнитных кимберлитовых трубок могут указывать аномальные содержания крупных зёрен пикроильменита в перекрывающих терригенных отложениях карбона, зафиксированные к северу и югу от трубок кимберлитов Al-серии Золотицкого куста (месторождения им. М.В. Ломоносова), в бассейне реки Падун, а также в обрамлении трубки им. В. Гриба и на других перспективных территориях района.

Зимний Берег – уникальный по разнообразию пород алмазоносный район мира. Уточнение закономерностей системы полихронного вулканизма Зимнего Берега (как эталонного алмазоносного района) является необходимым условием для повышения эффективности геолого-поисковых работ на алмазы во всём Северо-Западном регионе России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Веричев Е. М., Саблуков С. М., Саблукова Л. И., Журавлёв Д. З. Новый тип алмазоносных кимберлитов Зимнего Берега (Архангельская алмазоносная провинция) // Докл. РАН. – 1999. – Т. 368, № 2. – С. 226–229.
2. Гриб В. П. Особенности геологии и магматизма Архангельской тектонической зоны (Зона сочленения Балтийского щита и Русской плиты) : специальность 04.00.01 «Общая и региональная геология» : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Владимир Павлович Гриб. – Л. : ВСЕГЕИ, 1982. – 28 с.
3. Добрынина М. И. Особенности размещения палеозойского магматизма северной части Русской плиты с позиций континентального рифтогенеза // Геология и полезные ископаемые севера Европейской части СССР. – Архангельск, 1991. – С. 5–22.
4. ДюТойт А. Л. Геология Южной Африки. – М. : Издательство иностранной литературы, 1957. – 490 с.
5. Илупин И. П., Каминский Ф. В., Францессон Е. В. Геохимия кимберлитов. – М. : Недра, 1978. – 352 с.
6. Магматические горные породы / гл. ред. О. А. Богатиков. – Т. 5 : Ультраосновные породы / отв. ред.

- Е. Е. Лазько, Е. В. Шарков. – М. : Наука, 1988. – 508 с.
7. *Малеев Е. Ф.* Вулканиды : справочник. – М. : Недра, 1980. – 240 с.
8. *Маракушев А. А.* Нодули перидотитов в кимберлитах и базальтах как показатели глубинного строения литосферы // 27 МГК. Петрология. Секция С.09 : Доклады. – М. : Наука, 1984. – Т. 9. – С. 153–161.
9. *Милашев В. А.* Термин «кимберлит» и классификация кимберлитовых пород // Геология и геофизика. – 1963. – № 4. – С. 42–52.
10. *Никитин К. К., Глазковский А. А.* Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. – М. : Недра, 1970. – 214 с.
11. *Прусакова Н. А.* Принципы выделения участков ранга «куста» кимберлитовых тел в Зимнебережном поле на основе структурно-геофизического районирования // Региональная геология и металлогения. – 2005. – № 26. – С. 179–184.
12. *Саблуков С. М.* Вулканизм Зимнего Берега и петрологические критерии алмазности кимберлитов : специальность 04.00.11 «Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений, металлогения» : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Сергей Михайлович Саблуков. – М. : ЦНИГРИ, 1995. – 24 с.
13. *Саблуков С. М.* К вопросу о фазах формирования и возрасте трубок взрыва Онежского полуострова // Доклады АН СССР. – 1984. – Т. 277, № 1. – С. 168–170.
14. *Саблуков С. М.* Некоторые данные о строении кимберлитовых трубок // Труды ЦНИГРИ. – 1987. – Вып. 218. – С. 37–41.
15. *Саблуков С. М.* Новые данные о поверхностных формах проявления кимберлитового вулканизма // Доклады АН СССР. – 1985. – Т. 282, № 5. – С. 1223–1226.
16. *Саблуков С. М.* О возрасте трубок взрыва ультраосновных пород // Труды ЦНИГРИ, 1987. – Вып. 218. – С. 24–27.
17. *Саблуков С. М.* О петрохимических сериях кимберлитовых пород // Доклады АН СССР. – 1990. – Т. 313, № 4. – С. 935–939.
18. *Саблуков С. М., Ерохин А. Т.* Особенности строения и вещественного состава силла ультраосновных пород // Труды ЦНИГРИ. – 1984. – Вып. 188. – С. 9–17.
19. *Саблуков С. М., Саблукова Л. И.* Система раннегерцинского кимберлитового магматизма Севера Русской платформы как основа для диагностики пород и оценки их потенциальной алмазности // Материалы научно-практической конференции, посвящённой 50-летию открытия первой алмазносной кимберлитовой трубки «Зарница»: Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50). МПР РФ, ВСЕГЕИ, «АЛРОСА». – СПб. : Изд. ВСЕГЕИ, 2004. – С. 288–291.
20. *Саблуков С. М., Саблукова Л. И.* Степень астеносферного влияния как один из определяющих факторов разнообразия кимберлитовых пород // Труды VI Международного Семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы» (г. Мирный). – Иркутск : Изд. ИГ СО РАН, 2006. – С. 175–190.
21. *Саблуков С. М., Саблукова Л. И., Белов А. В.* Щелочной ультраосновной магматизм Нёнокского поля Онежского полуострова – отражение плюмовых и субдукционных процессов Беломорского региона (Архангельская алмазносная провинция) // Труды X Международного Семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы» (г. Су-дак). – Иркутск : Изд. ИГ СО РАН, 2010. – С. 157–186.
22. *Саблуков С. М., Саблукова Л. И., Веричев Е. М.* Типы мантийного субстрата Зимнебережного района в связи с формированием кимберлитов с округлыми и плоскогранными алмазами (Архангельская алмазносная провинция) // Труды II Международного Семинара «Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов» (г. Владивосток). – Иркутск : Изд. ИГХ СО РАН, 2002. – С. 134–149.
23. *Саблуков С. М., Саблукова Л. И., Стегницкий Ю. Б., Карпенко М. А., Спиваков С. В.* Вулканические породы трубки Нюрбинская: отражение состояния верхней мантии региона от рифея до карбона, геодинамические следствия // Труды VIII Международного Семинара «Глубинный магматизм, его источники и плюмы». – Иркутск : Изд. ИГ СО РАН, 2008. – С. 131–164.
24. *Саблуков С. М., Саблукова Л. И., Шавырина М. В.* Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района (Архангельская алмазносная провинция) // Петрология. – 2000. – Т. 2, № 5. – С. 525–554.
25. *Саблукова Л. И., Саблуков С. М.* Реконструкция строения мантийного субстрата Зимнебережного алмазносного района по особенностям мантийных ксенолитов и вещественному составу вулканических пород // Региональная геология и металлогения. – 2005. – № 26. – С. 94–102.
26. *Саблукова Л. И., Саблуков С. М., Веричев Е. М., Головин Н. Н.* Петрография и химия минералов мантийных ксенолитов и ксенокристов из кимберлитов трубки им. В. Гриба (Зимний Берег) // Труды III Международного Семинара «Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма». – Иркутск : Изд. ИГ СО РАН, 2003. – С. 160–186.
27. *Синицын А. В., Гриб В. П.* [и др.] О вендской активизации северной части Русской платформы СССР // Докл. АН СССР. – 1982. – Т. 264, № 2. – С. 680–682.

28. Штефан Л. В. Петрология щелочно-ультраосновного магматизма Жлобинского поля (Беларусь) в связи с его возможной алмазонасностью : специальность 04.00.08 «Петрография, вулканология» : автореф. дис. на соискание учён. степ. канд. геол.-минерал. наук / Лариса Васильевна Штефан. – Минск, 2000. – 21 с.
29. Щукин В. С., Саблуков С. М., Саблукова Л. И., Белоусова Е. А., Гриффин В. Л. Поздневендский аэральный щелочной вулканизм рифтогенного типа в Зимнебережном кимберлитовом районе (Архангельская Алмазонасная Провинция) // Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов : Труды международного совещания. – Иркутск : Изд-во ИрГТУ, 2002. – С. 151–165.
30. Jagoutz T., Palme H., Baddenhausen H. [et al.] The abundance's and trace elements in the earth mantle as derived from primitive ultramafic nodules // Proc. X Lunar Planet. Sci. Conf. – 1979. – P. 2031–2050.
31. Sablukov S. M. Diagram Ta-Sc – the universal discrimination diagram for geochemical classification of the kimberlitic rocks // 10th International Kimberlite Conference. Bangalore, India, 2012. Extended Abstract Reg. – 2012. – V. 10. – P. 1–5.

REFERENCES

1. Verichev Ye. M., Sablukov S. M., Sablukova L. I., Zhuravlov D. Z. Novyy tip almazonosnykh kimberlitov Zimnego Berega (Arkhangelskaya almazonosnaya provintsiya) [New type of diamond-bearing kimberlites of the Winter Coast (Arkhangelsk diamond-bearing province)], Dokl. RAN, 1999, V. 368, No. 2, pp. 226–229. (In Russ.)
2. Grib V. P. Osobennosti geologii i magmatizma Arkhangelskoy tektonicheskoy zony (Zona sochleneniya Baltiyskogo shchita i Russkoy plity) [Features of the geology and magmatism of the Arkhangelsk tectonic zone (zone of junction of the Baltic Shield and the Russian plate)], Leningrad, VSEGEI publ., 1982, 28 p. (In Russ.)
3. Dobrynina M. I. Osobennosti razmeshcheniya paleozoyskogo magmatizma severnoy chasti Russkoy plity s pozitsiy kontinentalnogo riftogeneza [Features of the distribution of Paleozoic magmatism in the northern part of the Russian Plate from the standpoint of continental rifting], Geologiya i poleznye iskopayemye severa Yevropeyskoy chasti SSSR, Arkhangelsk, 1991, pp. 5–22. (In Russ.)
4. Dyutoyt A. L. Geologiya Yuzhnoy Afriki, Moscow, Izdatelstvo inostrannoy literatury publ., 1957, 490 p. (In Russ.)
5. Ilupin I. P., Kaminskiy F. V., Frantsesson Ye. V. Geokhimiya kimberlitov [Geochemistry of kimberlites], Moscow, Nedra publ., 1978, 352 p. (In Russ.)
6. Magmaticheskiye gornyye porody [Igneous rocks], V. 5, Ultraosnovnyye porody [Ultrabasic rocks], ed. Ye. Ye. Lazko, Ye. V. Sharkov, Moscow, Nauka, 1988, 508 p. (In Russ.)
7. Maleyev Ye. F. Vulkanity : spravochnik [Volcanic rocks: handbook], Moscow, Nedra publ., 1980, 240 p. (In Russ.)
8. Marakushev A. A. Noduli peridotitov v kimberlitakh i bazaltakh kak pokazateli glubinnogo stroyeniya litosfery [Peridotite nodules in kimberlites and basalts as indicators of the deep structure of the lithosphere], Moscow, Nauka publ., 1984, V. 9, pp. 153–161. (In Russ.)
9. Milashev V. A. Termin «kimberlit» i klassifikatsiya kimberlitovykh porod [The term «kimberlite» and classification of kimberlite rocks], Geologiya i geofizika, 1963, No. 4, pp. 42–52. (In Russ.)
10. Nikitin K. K., Glazkovskiy A. A. Nikelenosnyye kory vyvetrivaniya ultrabazitov i metody ikh izucheniya [Nickel-bearing weathering crusts of ultrabasites and methods of their study], Moscow, Nedra publ., 1970, 214 p. (In Russ.)
11. Prusakova N. A. Printsipy vydeleniya uchastkov ranga «kusta» kimberlitovykh tel v Zimneberezhnom pole na osnove strukturno-geofizicheskogo rayonirovaniya [principles of identifying areas of the rank of «bush» of kimberlite bodies in the Zimneberezhnoye field based on structural-geophysical zoning], Regionalnaya geologiya i metallogeniya, 2005, No. 26, pp. 179–184. (In Russ.)
12. Sablukov S. M. Vulkanizm Zimnego Berega i petrologicheskiye kriterii almazonosnosti kimberlitov [Volcanism of the Winter Coast and petrological criteria for diamond potential of kimberlites], Moscow, TSNIGRI publ., 1995, 24 p. (In Russ.)
13. Sablukov S. M. K voprosu o fazakh formirovaniya i vozraste trubok vzryva Onezhskogo poluoostrova [On the issue of the phases of formation and age of the eruption tubes of the Onega Peninsula], Doklady AN SSSR, 1984, V. 277, No. 1, pp. 168–170. (In Russ.)
14. Sablukov S. M. Nekotoryye dannyye o stroyenii kimberlitovykh trubok [Some data on the structure of kimberlite pipes], Trudy TSNIGRI, 1987, Is. 218, pp. 37–41. (In Russ.)
15. Sablukov S. M. Novyye dannyye o poverkhnostnykh formakh proyavleniya kimberlitovogo vulkanizma. [New data on surface forms of kimberlite volcanism], Doklady AN SSSR, 1985, V. 282, No. 5, pp. 1223–1226. (In Russ.)

16. *Sablukov S. M.* O vozraste trubok vzryva ultraosnovnykh porod [On the age of volcanic tubes of ultrabasic rocks], Trudy TSNIGRI, 1987, Is. 218, pp. 24–27. (In Russ.)
17. *Sablukov S. M.* O petrokhimicheskikh seriyakh kimberlitovykh porod [On petrochemical series of kimberlite rocks], Doklady AN SSSR, 1990, V. 313, No. 4, pp. 935–939. (In Russ.)
18. *Sablukov S. M., Yerokhin A. T.* Osobennosti stroyeniya i veshchestvennogo sostava silla ultraosnovnykh porod [Features of the structure and material composition of the sill of ultrabasic rocks], Trudy TSNIGRI, 1984, Is. 188, pp. 9–17. (In Russ.)
19. *Sablukov S. M., Sablukova L. I.* Sistema rannegertsinskogo kimberlitovogo magmatizma Severa Russkoy platformy kak osnova dlya diagnostiki porod i otsenki ikh potentsialnoy almazonosnosti [The system of early Hercynian kimberlite magmatism of the Northern Russian platform as a basis for diagnostics of rocks and assessment of their potential diamond content], St. Petersburg, VSEGEI publ., 2004, pp. 288–291. (In Russ.)
20. *Sablukov S. M., Sablukova L. I.* Stepen astenosfernogo vliyaniya kak odin iz opredelyayushchikh faktorov raznoobraziya kimberlitovykh porod [The degree of asthenospheric influence as one of the determining factors of the diversity of kimberlite rocks], Irkutsk, IG SO RAN publ., 2006, pp. 175–190. (In Russ.)
21. *Sablukov S. M., Sablukova L. I., Belov A. V.* Shchelochnoy ultraosnovnoy magmatizm Nonokskogo polya Onezhskogo poluostrova – otrazheniye plyumovykh i subduksionnykh protsessov Belomorskogo regiona (Arkhangelskaya almazonosnaya provintsia) [Alkaline ultrabasic magmatism of the Nenok field of the Onega Peninsula – a reflection of plume and subduction processes of the White Sea region (Arkhangelsk diamond province)], Irkutsk, IG SO RAN publ., 2010, pp. 157–186. (In Russ.)
22. *Sablukov S. M., Sablukova L. I., Verichev Ye. M.* Tipy mantiynogo substrata Zimniberezhnogo rayona v svyazi s formirovaniyem kimberlitov s okruglymi i ploskogrannymi almazami (Arkhangelskaya almazonosnaya provintsia) [Types of mantle substrate of the Zimniberezhny region in connection with the formation of kimberlites with rounded and flat-faced diamonds (Arkhangelsk diamond province)], Irkutsk, IGKH SO RAN publ., 2002, pp. 134–149. (In Russ.)
23. *Sablukov S. M., Sablukova L. I., Stegnitskiy Yu. B., Karpenko M. A., Spivakov S. V.* Vulkanicheskiye porody trubki Nyurbinskaya: otrazheniye sostoyaniya verkhney mantii regiona ot rifeya do karbona, geodinamicheskiye sledstviya [Volcanic rocks of the Nyurbinskaya pipe: reflection of the state of the upper mantle of the region from the Riphean to the Carboniferous, geodynamic consequences], Irkutsk, IG SO RAN publ., 2008, pp. 131–164. (In Russ.)
24. *Sablukov S. M., Sablukova L. I., Shavyrina M. V.* Mantinye ksenolity iz kimberlitovykh mestorozhdeniy okruglykh almazov Zimniberezhnogo rayona (Arkhangelskaya almazonosnaya provintsia) [Mantle xenoliths from kimberlite deposits of rounded diamonds in the Zimniberezhny region (Arkhangelsk diamond province)], Petrologiya, 2000, V. 2, No. 5, pp. 525–554. (In Russ.)
25. *Sablukova L. I., Sablukov S. M.* Rekonstruktsiya stroyeniya mantiynogo substrata Zimniberezhnogo almazonosnogo rayona po osobennostyam mantiynykh ksenolitov i veshchestvennomu sostavu vulkanicheskikh porod [Reconstruction of the structure of the mantle substrate of the Zimniberezhny diamond-bearing region based on the features of mantle xenoliths and the material composition of volcanic rocks], Regionalnaya geologiya i metallogeniya, 2005, No. 26, pp. 94–102. (In Russ.)
26. *Sablukova L. I., Sablukov S. M., Verichev Ye. M., Golovin N. N.* Petrografiya i khimiya mineralov mantiynykh ksenolitov i ksenokristov iz kimberlitov trubki im. V. Griba (Zimniy Bereg) [Petrography and chemistry of minerals of mantle xenoliths and xenocrysts from kimberlites of the V. Grib pipe (Winter Coast)], Irkutsk, IG SO RAN publ., 2003, pp. 160–186. (In Russ.)
27. *Sinityn A. V., Grib V. P.* [et al.] O vendskoy aktivizatsii severnoy chasti Russkoy platformy SSSR [On the Vendian activation of the northern part of the Russian platform of the USSR], Dokl. AN SSSR, 1982, V. 264, No. 2, pp. 680–682. (In Russ.)
28. *Shtefan L. V.* Petrologiya shchelochno-ultraosnovnogo magmatizma Zhlobinskogo polya (Belarus) v svyazi s yego vozmozhnoy almazonosnostyu [Petrology of alkaline-ultrabasic magmatism of the Zhlobin field (Belarus) in connection with its possible diamond potential], Minsk, 2000, 21 p. (In Russ.)
29. *Shchukin V. S., Sablukov S. M., Sablukova L. I., Belousova Ye. A., Griffin V. L.* Pozdnevendskiy aeralnyy shchelochnoy vulkanizm riftogennogo tipa v Zimniberezhnom kimberlitovom rayone (Arkhangelskaya Almazonosnaya Provintsia) [Late Vendian aerial alkaline volcanism of riftogenic type in the Zimniberezhny kimberlite region (Arkhangelsk Diamond Province)], Irkutsk, IrGTU publ., 2002, pp. 151–165. (In Russ.)
30. *Jagoutz T., Palme H., Baddenhausen H.* [et al.] The abundances and trace elements in the earth mantle as derived from primitive ultramafic nodules, Proc. X Lunar Planet. Sci. Conf, 1979, pp. 2031–2050.
31. *Sablukov S. M.* Diagram Ta-Sc – the universal discrimination diagram for geochemical classification of the kimberlitic rocks, 10th International Kimberlite Conference. Bangalor, India, 2012. Extended Abstract Reg. 2012, V. 10, pp. 1–5.

Статья поступила в редакцию 27.01.25; одобрена после рецензирования 25.02.25; принята к публикации 25.02.25.
The article was submitted 27.01.25; approved after reviewing 25.02.25; accepted for publication 25.02.25.

Особенности состава основной массы кимберлитов

Аннотация. Проведённые исследования показали, что для кимберлитовых диатрем характерны индивидуальные особенности состава основной массы слагающих их пород. Иногда эти особенности свойственны не только конкретным трубкам, но и отдельным телам и блокам. Процессы серпентинизации, карбонатизации, хлоритизации и бруситизации также имеют свои специфические особенности в каждой диатреме. Индивидуальные свойства носят и характерные для основной массы кимберлитов ассоциации вторичных образований, состоящие из двух и более минералов. Облик кимберлитовых пород в диатремах в значительной мере определяется развитием комплекса вторичных минералов, возникших после консолидации пород в результате их эндо- и экзогенных преобразований. Анализ распределения в кимберлитах Сибирской платформы серпентина, флогопита, хлорита, талька, кальцита, доломита, пироаурита, брусита и их ассоциаций, позволили рассмотреть условия формирования отдельных новообразований и оценить их роль в образовании индивидуального облика этих алмазосодержащих пород. Отличия последних обусловлены интенсивностью развития и неравномерностью распределения основных вторичных минералов и их разновидностей: кальцита, доломита, пироаурита, флогопита, хлорита, лизардита, хризотила и Al-серпентина с различной степенью развития дефектов структуры. Установлено, что кимберлиты в процессе становления претерпели неоднократные изменения, интенсивность которых на разных стадиях формирования диатрем имеет индивидуальный характер и зависит от конкретных условий минералообразования. Предложены различные варианты использования вторичных минералов кимберлитов для решения научных и прикладных задач.

Ключевые слова: кимберлиты, трубки, вторичные минералы, серпентинизация, карбонатизация, хлоритизация, бруситизация, постмагматические и гипергенные изменения.

ЗИНЧУК НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ, доктор геолого-минералогических наук, nnzinchuk@rambler.ru

Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) Академии наук Республики Саха (Якутия), г. Мирный

Specific features of basic kimberlite mass composition

N. N. ZINCHUK

West-Yakutian Scientific Centre of the RAS (Y) AS, Mirny

Annotation. The conducted studies have shown that kimberlite diatremes are characterized by individual mineral features of the rocks that compose them. Sometimes these differences are inherent not only to specific pipes, but also to individual bodies and blocks. The processes of serpentinization, carbonatization, chloritization and brucitization also have their own specific features in each diatreme. Individual properties are also characteristic of the main mass of kimberlites of secondary formations, consisting of two or more minerals. The appearance of kimberlite rocks in diatremes is largely determined by the development of a complex of secondary minerals that arose after the consolidation of rocks as a result of their endo- and exogenous transformations. Analysis of the distribution of serpentine, phlogopite, chlorite, talc, calcite, dolomite, pyroaurite, brucite and their associations in kimberlites of the Siberian platform made it possible to consider the conditions of formation of individual new mineral associations and to assess their role in the formation of the individual appearance of these diamond-bearing rocks. The differences of the latter are due to the intensity of development and uneven distribution of the main secondary minerals and their varieties: calcite, dolomite, pyroaurite, phlogopite, chlorite, lizardite, chrysotile and Al-serpentine with varying degrees of development of structural defects. It has been established that kimberlites have undergone repeated changes during their formation, the intensity of which at different stages of diatreme formation has an individual character and depends on the specific conditions of minerogenesis. Various options for using secondary minerals of kimberlites to solve scientific and applied problems are proposed.

Key words: kimberlites, pipes, secondary minerals, serpentinization, carbonatization, chloritization, brucitization, postmagmatic and hypergene changes.

Кимберлитовые диатремы очень разнообразны по геологическому строению (составу вмещающих и перекрывающих пород, размеру и морфологии тел, количеству фаз внедрения кимберлитов) и вещественному составу заполняющих пород (текстурно-структурным особенностям, содержанию и составу глубинных минералов и основной массы кимберлитов, степени и характеру переработки пород постмагматическими растворами, содержанию, морфологии и физическим свойствам алмазов и другим признакам). Каждая из диатрем представляет собой индивидуальный объект, практически не повторяющийся в природе, и распределения разновидностей пород также существенно различаются (рис. 1). Такие особенности распределения различных разновидностей кимберлитов отмечались нами при изучении крупных многофазных диатрем на Сибирской (СП), Восточно-Европейской (ВЕП) и Африканской (АП) платформах мира (Удачная, Юбилейная, Айхал, Сытыканская, Зарница, Краснопресненская, Премьер, Катока, Орапа, Финш, Кимберли, Мвадуи, Камафука-Камазамбо, Ломоносовская, Поморская, Карпинская-1, Карпинская-2, Архангельская и др.). Кимберлитовые трубки, дайки, жилы и силлы в большинстве случаев сложены [1–4, 14, 16, 23] породами, в различной степени изменёнными постмагматическими и гипергенными (верхние части) процессами. Образовавшиеся при этом новообразования относятся к вторичным минералам, которые являются главными породообразующими компонентами, слагающими основную массу пород. Реальный облик кимберлитов в диатремах в значительной мере определяется развитием комплекса вторичных минералов, возникших после консолидации породы в результате эндо- и экзогенных преобразований [7, 20, 27, 28, 30]. Несмотря на разрозненный характер предшествующих исследований, обнаружено многообразие процессов вторичной минерализации и возникающих при этом новообразований. К основным результатам этих исследований следует отнести определение: а) диагностических признаков всех диагностируемых минералов-новообразований; б) наиболее распространённых их ассоциаций; в) факторов, влияющих на постмагматические преобразования кимберлитов; г) роли вторичных минералов в решении прикладных задач (совершенствования прогнозно-поисковых критериев при поисках алмазов и влияние их на технологические процессы переработки пород).

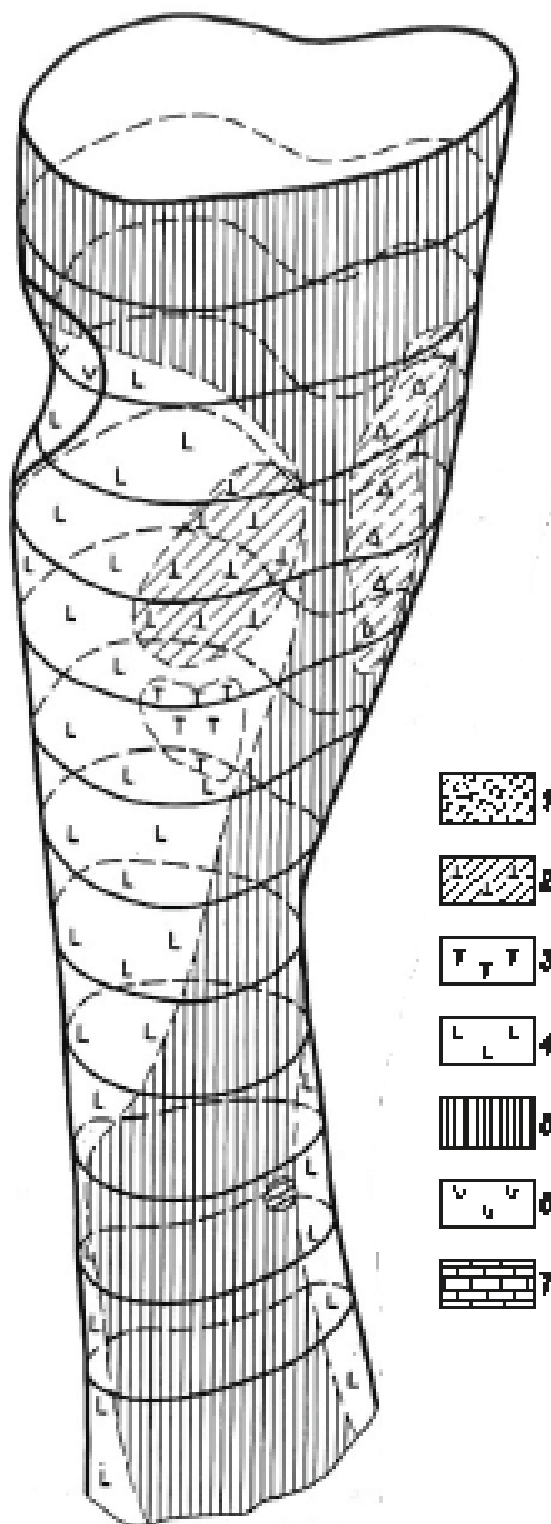


Рис. 1. Схема распределения разновидностей кимберлитов на глубоких горизонтах трубки Мир:

кимберлитовые брекчии: 1 – порфиоровая, 2 – крупнопорфиоровая, 3 – атакситовая, 4 – с массивной текстурой цемента, 5 – автолитовая; другие породы – 6 – траппы, 7 – ксенолиты осадочных пород нижнего палеозоя

Новые сведения о процессах вторичного минералообразования получены нами в результате изучения разрабатываемых коренных месторождений алмазов: трубки Мир, Интернациональная, Дачная, имени XXIII съезда КПСС – в Малоботубинском (МБАР); Удачная, Айхал, Сытыканская, Юбилейная – в Далдыно-Алакитском (ДААР); Нюрбинская и Ботубинская – в Средне-Мархинском (СМАР) алмазоносных районах. По отдельным опорным горизонтам основных диатрем этих алмазоносных районов проведено минералогическое картирование с использованием керн эксплоразведочных скважин, пройденных по сетке 40×40 м. Особенности распределения этих же новообразований на разведанную глубину месторождений изучались по керновому материалу из колонковых скважин, вскрывших нижние горизонты диатрем. Для сравнения изучались также кимберлитовые породы из других (в том числе и неалмазоносных) трубок СП, ВЕП и Южно-Африканской (ЮАП) платформ [19, 29, 31]. В результате были получены сведения о том, что исследованные кимберлиты претерпели в процессе становления диатрем неоднократные изменения. Их интенсивность на разных стадиях формирования трубок носит индивидуальный характер и зависит от конкретных условий минералообразования. К настоящему времени в кимберлитовых породах древних платформ Мира идентифицированы и комплексно изучены с помощью современных методов исследований более шестидесяти минералов-новообразований, входящих в классы оксидов и гидроксидов, сульфидов, силикатов и алюмосиликатов, боратов, фосфатов, карбонатов и хлоридов [32, 33, 35].

Недостаточно изученным направлением в познании закономерностей преобразования кимберлитовых пород оставалось установление роли конкретных вторичных минералов, реконструкции последовательности их образования и устойчивости в различных условиях. В целях решения этих вопросов были выполнены детальные комплексные исследования вещественного состава и процессов вторичного минералообразования на каменном материале из кимберлитовых диатрем Мирнинского (МКП), Далдынского (ДКП), Алакит-Мархинского (АМКП), Верхнемунского (ВМКП) и Накынского (НКП) кимберлитовых полей СП. Это позволило получить новые данные о типоморфных особенностях всех идентифицированных вторичных минералов кимберлитов и, в пер-

вую очередь, входящих в основную массу этих образований. Важной при этом была задача разработки и адаптации рационального комплекса методов и приёмов изучения вещественного состава кимберлитов, позволяющая получить количественную характеристику по содержанию вторичных минералов в основной массе пород. Выполненные исследования позволили в определённой степени восполнить недостаточность сведений по изучению кимберлитовых пород в целом, так как практически все минералого-петрографические построения обычно проводятся для первичных минералов и магматических образований, не затронутых (или слабозатронутых) процессами вторичного преобразования. При этом следует отметить, что нашими исследованиями показана значительная степень постмагматического и гипергенного преобразования кимберлитовых пород, которые из-за обилия вторичных минералов (до 95 %) по сути, являются апокимберлитами [34, 36, 37]. Наибольшим изменениям в последних подвержена основная масса пород, в которой доминируют серпентин, кальцит и слюдистые образования. Геолого-минералогическое значение таких исследований обусловлено особенностями слоистой структуры, которая отражает физико-химические условия их образования. Эти минералы являются главными компонентами серпентинизации, хлоритизации и карбонатизации – основных процессов постмагматических преобразований кимберлитовых пород, которые развиваются в каждой диатреме индивидуально, что вызвано различиями процессов привноса-выноса основных породообразующих оксидов [38–40]. Отмеченная неравномерность распределения вторичных минералов в диатремах объясняется спецификой псевдоморфного замещения минералов. Закономерные изменения обычно связаны с выветриванием или влиянием на состав кимберлитов вмещающих диатрему пород. При *серпентинизации* кимберлитов наблюдается псевдоморфное и непсевдоморфное замещение слагающих их минералов [4, 8, 13, 18, 26]. В связи с малыми размерами большинства индивидов минералов группы серпентинов для массовых определений последних в смесях наиболее эффективным и производительным является рентген-дифрактометрический анализ, которым мы пользовались для диагностических целей. На дифрактограммах воздушно-сухих образцов новообразований, содержащих серпентин, диагностическими являются

рефлексы с межплоскостными расстояниями 0,730–0,731 и 0,365–0,366 нм (рис. 2). Эти диагностические рефлексы на дифрактограммах серпентина из прожилковых мономинеральных выделений узкие и симметричные, что указывает на лучшую окристаллизованность минерала. Положение отмеченных диагностических рефлексов серпентина при насыщении образцов глицерином (см. рис. 2, обр. Iв и Iв) практически не меняется. После двухчасового прокаливания препаратов при 600 °С (см. рис. 2, обр. Iг и IIг) интенсивность этих отражений существенно ослабевает с одновременным уменьшением значений их межплоскостных расстояний. Серпентин обычно ассоциирует с кальцитом, реже с оливином, моноклинными пироксенами и другими минералами. ИК-спектры новообразований, обогащённых серпентином (рис. 3, А–И), характеризуются основной интенсивной полосой поглощения с частотой около 990 и 980 см⁻¹ с двумя полосами с частотами 615–570 и 450 см⁻¹ соответственно в области валентных и деформационных колебаний Si–O-связи. Валентные колебания ОН-группы проявляются в виде узкой интенсивной полосы с максимумом 3700 см⁻¹, что обычно свойственно антигориту, но отмечается и у лизардита, то есть в целом характерно для пластинчатых разновидностей серпентина. Иногда последняя полоса осложняется слабой ступенькой в области частоты 3670 см⁻¹, что отражает примесь волокнистой разновидности серпентина – хризотила. Отдельные полосы поглощения в области 500 см⁻¹ с двумя ступенями (с частотами 550 и 485 см⁻¹), а также при 615 см⁻¹ подчёркивают присутствие в образце примеси оливина. Рентгенодифрактометрические и ИК-спектроскопические исследования являются наиболее надёжными методами изучения минералов серпентиновой группы, особенно в случае их нахождения в ассоциации с другими новообразованиями.

Минералы группы серпентина образуются: а) по основной массе пород; б) в результате метасоматических преобразований оливина I и II генераций, пироксенов и ксенолитов терригенно-карбонатных пород; в) за счёт гидротермально-метасоматических процессов. В отличие от этого, серпентин основной массы кимберлитов отмечается в двух модификациях: интерсертальной (заполняющей промежутки между зёрнами кальцита и других минералов) и псевдоморфной (замещающей карбонаты и другие минералы основной

массы). Наблюдаемые карбонат-серпентиновые псевдоморфозы по оливину формируются при замещении сначала серпентином, по которому затем развивается карбонат. Непсевдоморфный серпентин может возникать при повторной переработке кимберлитовых пород. В результате неоднократно проявляющихся процессов преобразования кимберлитов (на что указывают, например, многочисленные морфологические типы скаленоэдров кальцита) происходит полная смена

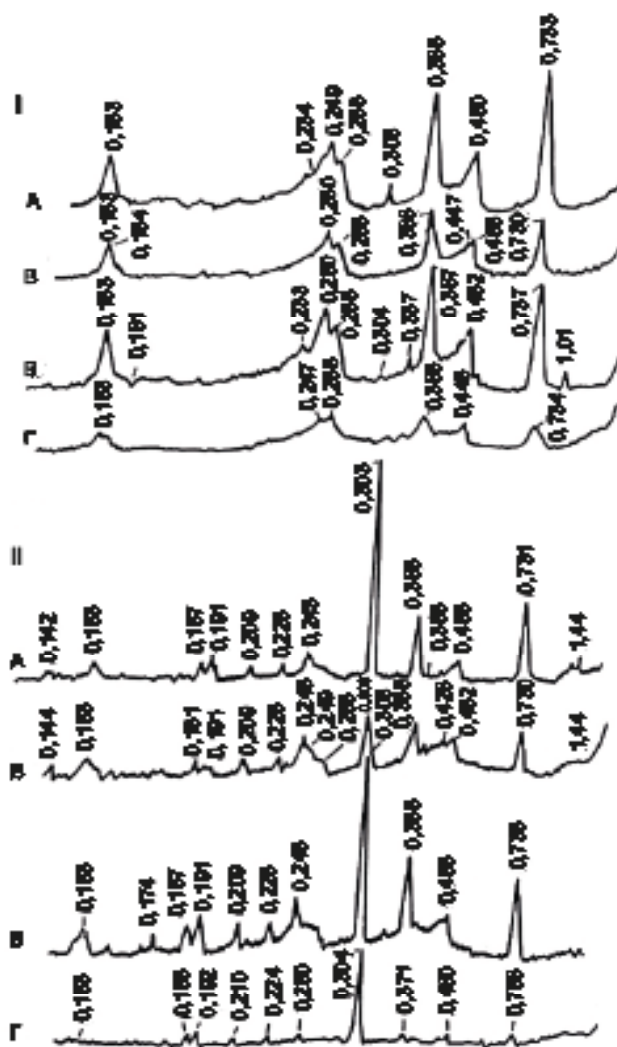


Рис. 2. Дифрактограммы фракции мельче 0,001 мм из линзовидных участков серпентина в кимберлитах труб-ки Удачная (I) и Мир (II):

препарат: А – исходный, частично ориентированный, Б – исходный неориентированный, В – образец, насыщенный глицерином, Г – образец, прокалённый в течение двух часов при 600 °С

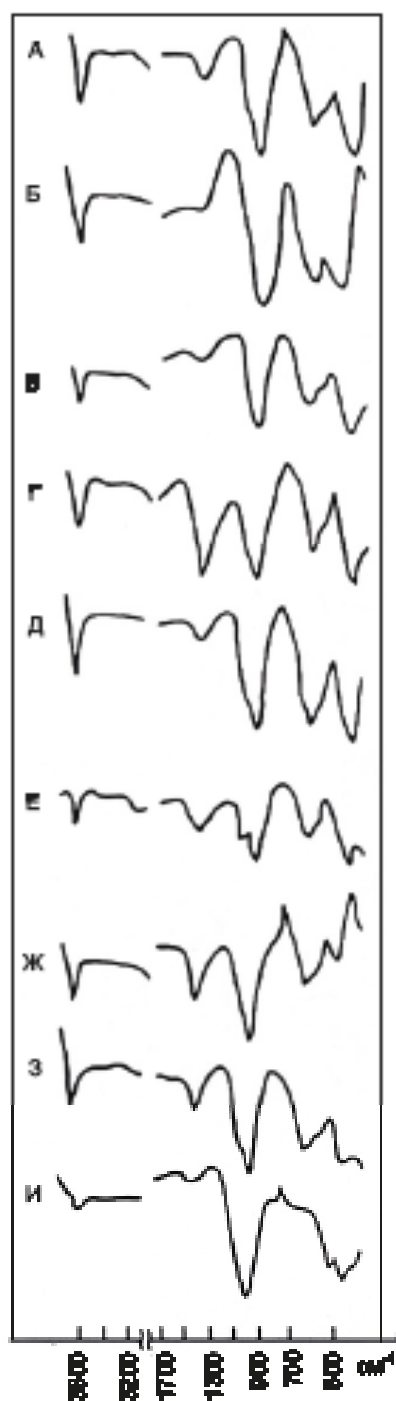


Рис. 3. ИК-спектры поглощения серпентинов из кимберлитов и ассоциирующих с ними пород:

А–Г – серпентинизированные включения ультраосновных пород из кимберлитов трубок Мир (А–В) и Интернациональная (Г); желтовато-серый (Д) и тёмно-серый (Е) серпентин в ксенолите известняка трубки Сытыканская; Ж – желвак серпентина из кимберлитовой трубки Айхал; З – линзовидный участок серпентина в кимберлите трубки Мир; И – глинистая фракция, обогащённая серпентином (алмазonoсная россыпь Водораздельные галечники)

первичных ассоциаций вторичными с образованием нового комплекса минералов. В кимберлитах установлены такие разновидности серпентина, как лизардит и хризотил, кристаллизующиеся в разных физико-химических условиях. Некоторые разновидности относятся к шестислойному унситу [5, 8, 26, 27]. В кимберлитах зафиксирована также такая разновидность серпентиновых минералов, как Al-серпентин (септохлорит), характер распределения которого требует дополнительных комплексных структурных исследований. Неравномерность распределения серпентинов связана со многими факторами (см. рисунки 2 и 3): неоднородностью псевдоморфных замещений серпентина и состава кимберлитовых тел; трещиноватостью пород; характером вторичных процессов; количеством ксенолитов мантийных ультраосновных образований, которые одинаково серпентинизируются вместе с кимберлитами. Серпентинизация зёрен и кристаллов оливина (там, где реликты последнего сохранились) свидетельствует о том, что она происходила с краёв зерна или по трещинам с возникновением агрегатов из чешуи лизардита. Главными условиями подобного роста должны быть появление огромного количества зародышей и одностороннее питание растущих кристаллических фаз. Возникновение субизотропных агрегатов на заключительной стадии серпентинизации этого минерала маловероятно, поскольку подобные явления не наблюдаются при изучении зёрен, где реликты оливина сохранились. Наименьшей степенью встречаемости серпентина характеризуются диатремы НКП (Ботуобинская и Нюрбинская). Трубки ВМКП отличаются равномерным распределением серпентина и высокими (30–57 %) средними его концентрациями. Одновременность статистических характеристик серпентина в трубках ДКП несколько нарушается в породах трубок Удачная и Зарница, в которых развитие минералов этой группы выражено менее интенсивно по сравнению с другими диатремами этой территории. Это позволяет утверждать, что в целом процессы серпентинизации основной массы кимберлитов СП, ВЕП, ЮАП имеют схожий характер, за редким исключением (трубки Зарница, Удачная, Айхал и др.), когда встречаются блоки слабоизменённых пород.

В результате *карбонатизации* кимберлитов возникают такие распространённые минералы, как кальцит, доломит, арагонит и пироаурит.

Кристаллизация широко распространённого в кимберлитах *кальцита* связана с различными этапами формирования диатрем [26–28]. По способу образования минерал разделяется на: а) кальцит, слагающий вместе с серпентином и другими новообразованиями, основную массу пород; б) метасоматический кальцит как продукт карбонатизации некоторых минералов кимберлитов; в) поздний гидротермальный кальцит, выполняющий пустотно-трещинные образования. Процессы развития кальцита в основной массе кимберлитов СП по распространённости и интенсивности сопоставимы с серпентинизацией, но отличаются большими вариациями их средних содержаний [5, 8]. На распределение и интенсивность развития кальцита существенно влияет количество ксенолитов в кимберлитах, влияние вмещающих пород и интенсивность поступления в диатремы глубинных растворов, обогащённых Са и CO_2 . Наиболее интенсивно и стабильно развитие кальцита отмечено в основной массе кимберлитов ДКП, где минерал идентифицирован в 95 % изученных проб, достигая в отдельных образцах до 90 %. В основной массе кимберлитов АМКП кальцит распределён также равномерно, но при значительно меньших концентрациях. Наименьшее количество минерала зафиксировано в кимберлитах трубки Интернациональная (в среднем до 8 %) и встречен он в 55 % изученных проб. В находящихся в этом же МБАР кимберлитах трубки Мир, где встречаемость минерала составляет 95 % проб, среднее содержание его не превышает 35 %. Однородная картина развития кальцита, не имеющая резких отличительных свойств по отношению к большинству коренных месторождений алмазов СП, отмечена в кимберлитовых породах ВМКП. В целом кальцит относится к полигенным минералам кимберлитов, всестороннее исследование которых на разных этапах становления породы позволяет получить сведения о генезисе этих пород. В числе открытых или дискуссионных остаются вопросы об устойчивости и равновесности минерального состава ассоциаций, содержащих кальцит (рис. 4). Особый интерес представляют кальцитсодержащие ассоциации из «плавающих рифов» – крупных метаксенолитов вмещающих карбонатных пород в кимберлитах. Степень перекристаллизации разных их блоков и участков была различной, поэтому такого рода метаксенолиты благодаря своему объёму как бы «растянули» во времени и «со-

хранили в памяти» все особенности процесса взаимодействия «кимберлитовых» расплавов с вмещающими породами. Один из таких мегаксенолитов, являющийся уникальным модельным объектом для всестороннего изучения этого процесса, известен у контакта западного тела трубки Удачная и позволяет построить обобщённую схему последовательности кристаллизации минералов кальцитсодержащих ассоциаций в пустотно-трещиноватых образованиях в кимберлитовых породах (см. рис. 4). По минеральному составу (так же как и по форме выделений) приведённые на схеме ассоциации существенно отличаются от таковых в кимберлитах. Встречаются ассоциации, в объёме которых преобладает кальцит, но чаще всего минералы группы кварца, нарастающие на «ониксоподобные» сферы коричневого кальцита ранней генерации.

Люминесценция большинства генетических разновидностей кальцита связана обычно с двумя следующими регулярными центрами: Mn^{2+} (полоса излучения с $\lambda_m = 630 \text{ нм}$), имеющими примесной

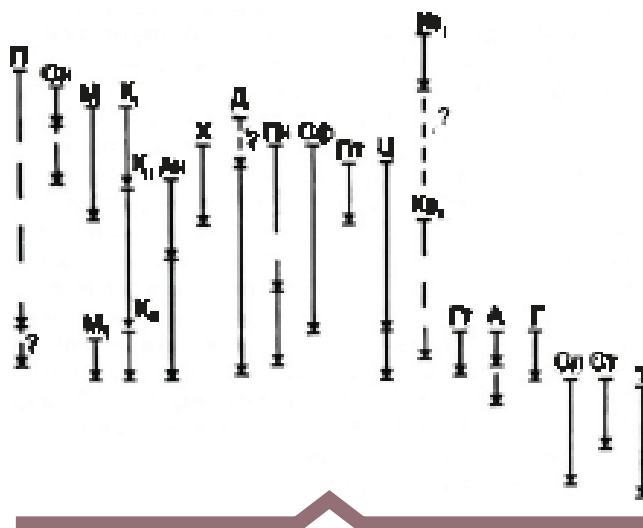


Рис. 4. Обобщённая схема последовательности кристаллизации минералов кальцитсодержащих ассоциаций в пустотно-трещинных образованиях из кимберлитов Якутии [7]:

П – пирит, Сп – серпентин, M_1 и M_2 – ранний и поздний магнетит соответственно, Ан – ангидрит, Х – халькопирит, Д – доломит, Пн – пирротин, Сф – сфалерит, Пт – пиритури, Ц – целестин, Кв₁, Кв₂ – ранний и поздний кварц соответственно, Гт – гётит, А – арагонит, Г – гётит, Си – сипиолит, Ст – сидерит, Т – тальк

характер ($Mn^{2+} \leftrightarrow Ca$), и решётчными $O^{\times}$ ($\lambda = 430$ нм), обусловленными дефектами заряда на кислороде анионного комплекса CO_3^{2-} [12, 21]. Полоса излучения центров $O^{\times}$ выражена обычно на два-три порядка слабее, чем таковая центров Mn^{2+} . Помимо кальцитов с отмеченными центрами излучения среди природных кальцитсодержащих парагенезисов установлены разновидности этого минерала, содержащие незначительные количества и «редкоземельных» центров излучения: Ce^{3+} , Sm^{3+} , Dy^{3+} , Tb^{3+} . Большим разнообразием люминесцентных свойств характеризуются изученные кальциты из пустотно-жильных образований в кимберлитах СП (рис. 5). Требуется дополнительных исследований и уточнений вопрос о том, являются ли они закономерным продуктом кристаллизации той или иной стадии кимберлитобразования или представляют собой случайные неравновесные ассоциации нескольких постмагматических стадий этого процесса. Доломит в кимберлитовых породах СП образует мелкозернистые агрегаты и ассоциирует с кальцитом и серпентином. Катализатором генезиса минерала в кимберлитах является присутствие различных солей и сульфатов. Образование доломита связывают с избытком магния, не израсходованного при образовании серпентина и других магниевых минералов. Повышенные концентрации минерала обычно наблюдаются в приконтактовых с вмещающими породами участках (рис. 6). Встречаемость минерала в основной массе кимберлитов и средние содержания в кимберлитовых породах СП, ВЕП и ЮАП отличаются более значительными колебаниями по сравнению с кальцитом. Наиболее интенсивно доломит развит в основной массе кимберлитов трубок Ботубинская и Нюрбинская (НКП), а также Айхал (АМКП). В диатремах ВМКП доломит развит слабее по сравнению с остальными кимберлитовыми полями СП. Пока не встречены кимберлитовые трубки, не содержащие доломит, хотя во многих случаях он зафиксирован в виде переменной примеси. Анализ взаимоотношений распространения доломита и серпентина в основной массе кимберлитов показал наличие между ними обратной связи, что объясняется различным влиянием на состав пород материала вмещающих диатремы терригенно-карбонатных образований [9, 28]. Арагонит встречается в виде различных выделений в жилах и прожилках, почковидных агрегатов радиально-лучистого и сноповидного

строения, друз игольчатых кристаллов; в основной массе он отмечен в качестве незначительной примеси. В отдельных случаях (трубки Юбилейная, Мир, Заполярная, Поисковая, Новинка и др.) мелкие прожилки в основной массе сложены

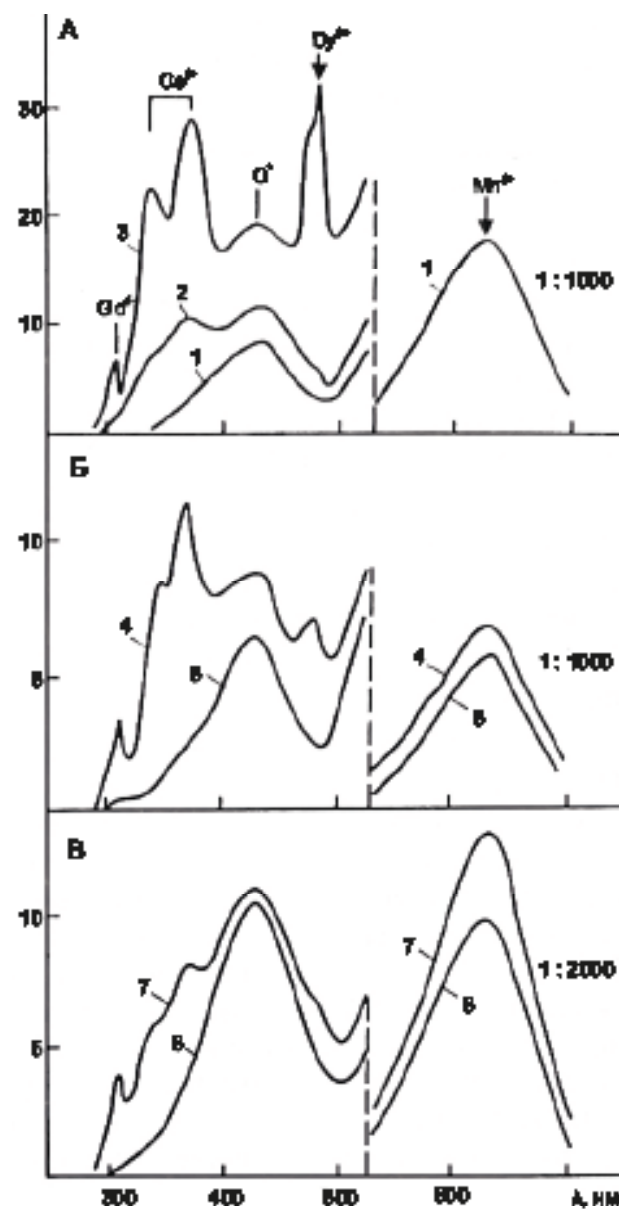


Рис. 5. Спектры рентгенолюминесценции кальцита из кимберлитов:

А – основные типы спектров (1 – «нормальный», 2 – «цериевый», 3 – «диспрозиевый»); Б – спектры внутренней (4) и внешней (5) зон кристалла; В – спектры кальцита ранней (6) и поздней (7) генераций из «рифа» трубки Удачная

агрегатами арагонита, близкими к сферическим. Бугорчатая поверхность таких микропрожилков напоминает натёчные агрегаты. Минерал обычно бесцветный, а в агрегатах белый с шелковистым блеском. Между отдельными сферами установлены агрегаты серпентина, кальцита и других новообразований. *Пироаурит* развивается в основной массе кимберлитов, в псевдоморфозах по оли-

вину, в ксенолитах различных пород, а также в прожилковых выделениях [21, 28]. Нередко (особенно в диатремах МБАР и ДААР) пироаурит является характерным минералом основной массы кимберлитовых пород, образуя с другими породообразующими компонентами (серпентином, кальцитом и др.) отдельные блоки голубоватой окраски. Пироаурит хотя и является характерным минералом основной массы кимберлитов, но отмечено неравномерное его развитие в диатремах с интенсивным распространением в отдельных участках (см. рис. 6). Наибольшее его распространение и относительно высокие концентрации отмечены в основной массе кимберлитов ВМКП и ДААР, в отличие от МКП и НКП, для которых он менее характерен. На глубоких горизонтах месторождений, в зонах влияния высокоминерализованных растворов (трубки Мир, Интернациональная, Юбилейная и др.), пироаурит довольно характерный минерал, отмеченный в виде тонких волосовидных прожилков, а также агрегатов различной формы и размеров. Нередко он вместе с серпентином слагает крупные (до 6 см) зеленовато-серые жеоды. Иногда отмечается зональное строение таких псевдоморфоз серпентина. Обычно центральная часть таких выделений имеет темно-зелёную густую окраску, а периферическая – более светлую или серовато-зелёную. Часто минерал отмечается в парагенетической ассоциации с кальцитом и серпентином, встречаясь в виде отдельных голубовато-зелёных ромбических кристаллов, а также сферических и волокнистых агрегатов. На дифрактограммах новообразований, содержащих пироаурит (рис. 7), минерал идентифицируется по серии отражений, равных 0,776–0,783, 0,386–0,391, 0,262–0,263, 0,2332–0,2334 и 0,1979–0,1984 нм. Параметры элементарной ячейки таких пироауритов: $a_0 = 0,3103$ нм, $c_0 = 2,3400$ нм. *Стронцианит* встречается в кимберлитовых породах многих диатрем СП, ВЕП и ЮАП. Наиболее часто минерал образует веерообразные друзы или сплошные скопления игольчатых кристаллов, часто ассоциируя с целестином, обычно нарастая на поверхности первого. По рентгенодифрактометрическим данным (серия рефлексов с межплоскостными расстояниями, равными 0,427, 0,413, 0,349, 0,340, 0,3078, 0,2978, 0,2563, 0,2528, 0,2448, 0,2429, 0,2238, 0,2160, 0,2066, 0,2027, 0,1960, 0,1888, 0,1807, 0,1615, 0,1597 и 0,1548 нм), минерал относится к кальциостронцианиту. *Магнезит* установлен в верхних

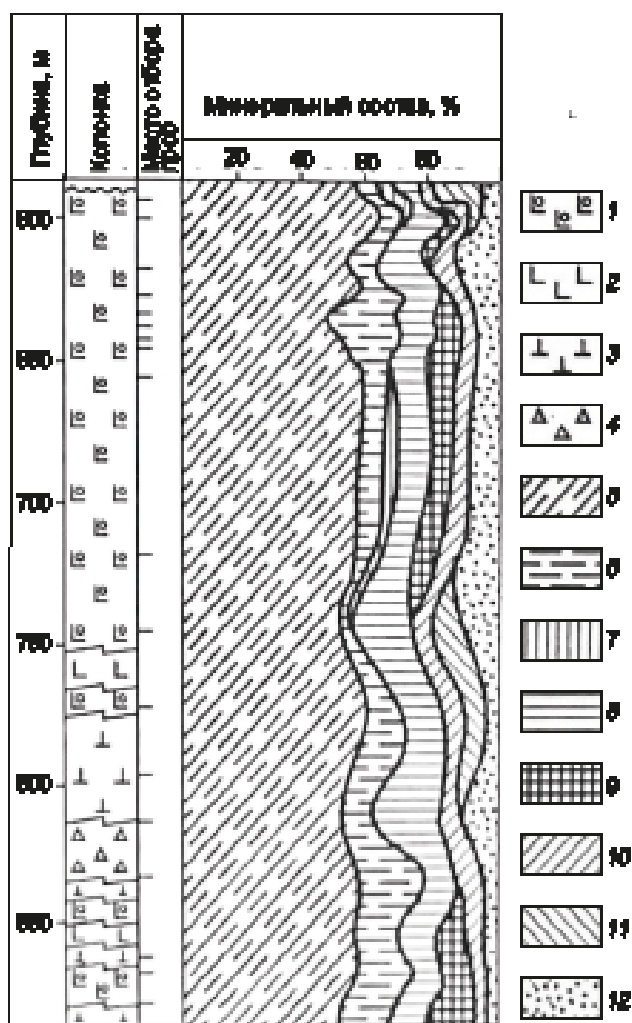


Рис. 6. Схема распределения преобладающих минералов в основной массе кимберлитов глубоких горизонтов трубки Мир (по разрезу скв. 55):

1–4 – кимберлитовые брекчии: 1 – автолитовая, 2 – с массивной структурой цемента, 3 – крупнопорфировая, 4 – кластопорфировая; минералы: 5 – серпентин, 6 – кальцит, 7 – доломит, 8 – флогопит + хлорит, 9 – пироаурит, 10 – магнетит + гидроксиды железа, 11 – галит, 12 – прочие минералы

горизонтах многих кимберлитовых диатрем северной части СП в смеси с другими новообразованиями. Нередко он ассоциирует с хантитом, где слагает тонкие прожилки в основной массе пород, или встречается в бруситизированных кимберлитах. Минерал уверенно диагностируется на дифрактограммах по рефлексам с межплоскостными расстояниями, равными 0,2741, 0,2104 и 0,1930 нм. *Гидромагнетит* встречается в виде белых натёчных рыхлых агрегатов на различных

минералах и новообразованиях диатрем северной части СП, ассоциируя с артинитом [7]. Кроме рассеянных выделений минерала в основной массе пород, отмечены водяно-прозрачные жеоды гидромагнетита размером до нескольких миллиметров, имеющие удлиённо-таблитчатый лейстовидный облик. На дифрактограммах гидромагнетиту соответствуют отражения с межплоскостными расстояниями, равными 0,904, 0,575, 0,380, 0,313, 0,288, 0,2682, 0,2146, 0,1988, 0,1895 и 0,1858 нм. *Хантит* обнаружен в ряде кимберлитовых диатрем (Сытыканская, Заполярная, Новинка, Молодость, Комсомольская-Магнитная, Поисковая и др.), где в верхних горизонтах выполняет мелкие трещинки в основной массе и многочисленные трещины. В отдельных трубках (Заполярная, Новинка и др.) прожилки хантита встречаются в большом количестве до глубины около 100 м от поверхности. Минерал рассеян в основной массе, где уверенно диагностируется рентгенодифрактометрическими исследованиями ($d = 0,361, 0,282, 0,2592, 0,2423, 0,2387, 0,2180, 0,1964, 0,1758$ и $0,1580$ нм), а в прожилках представлен тонкодисперсным белым порошкообразным агрегатом, макроскопически напоминающим мел. В приповерхностных участках диатрем он окрашен гидроксидами железа в буроватые и кремовые тона. Нередко хантит встречается в смеси с магнетитом, где его диагностика возможна только с помощью точных физических методов исследований [7, 20, 21].

Слюдистые образования, представленные флогопитом и хлоритом, относятся к наиболее часто встречаемым в кимберлитовых породах как СП, так и ВЕП, ЮАП, но распределены они в основной массе не столь равномерно, как серпентин и кальцит. В кимберлитовых породах СП *флогопит* относится к одному из наиболее распространённых минералов, где он представлен в основном позднемагматической и постмагматической генерациями [4, 16, 17, 20, 27, 35, 39, 40]. В целом в кимберлитовых породах выделяются не менее трёх генераций флогопита [5, 16]. Первая представлена вкрапленниками таблитчатой и овальной формы размером от нескольких миллиметров до 5 см. Флогопит второй генерации образует в основной массе пород мелкие (до 2 мм) пластинчатые и чешуйчатые кристаллы. Выделяются изометричные идиоморфные псевдогексагональные таблички и удлинённые пластинки слюд. Третья генерация представлена чешуйчатым

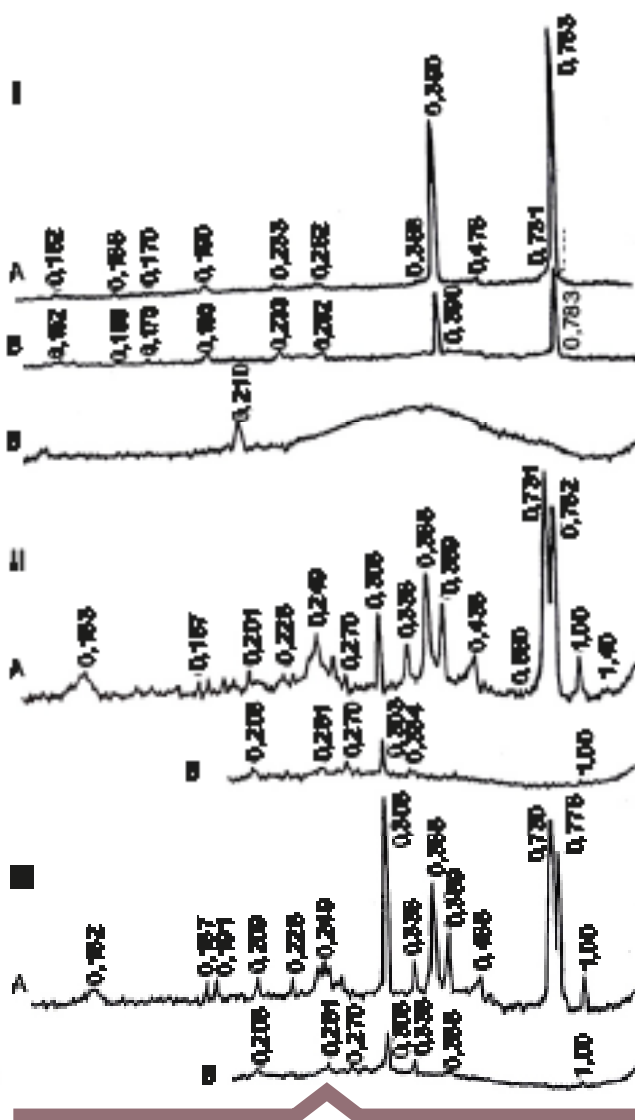
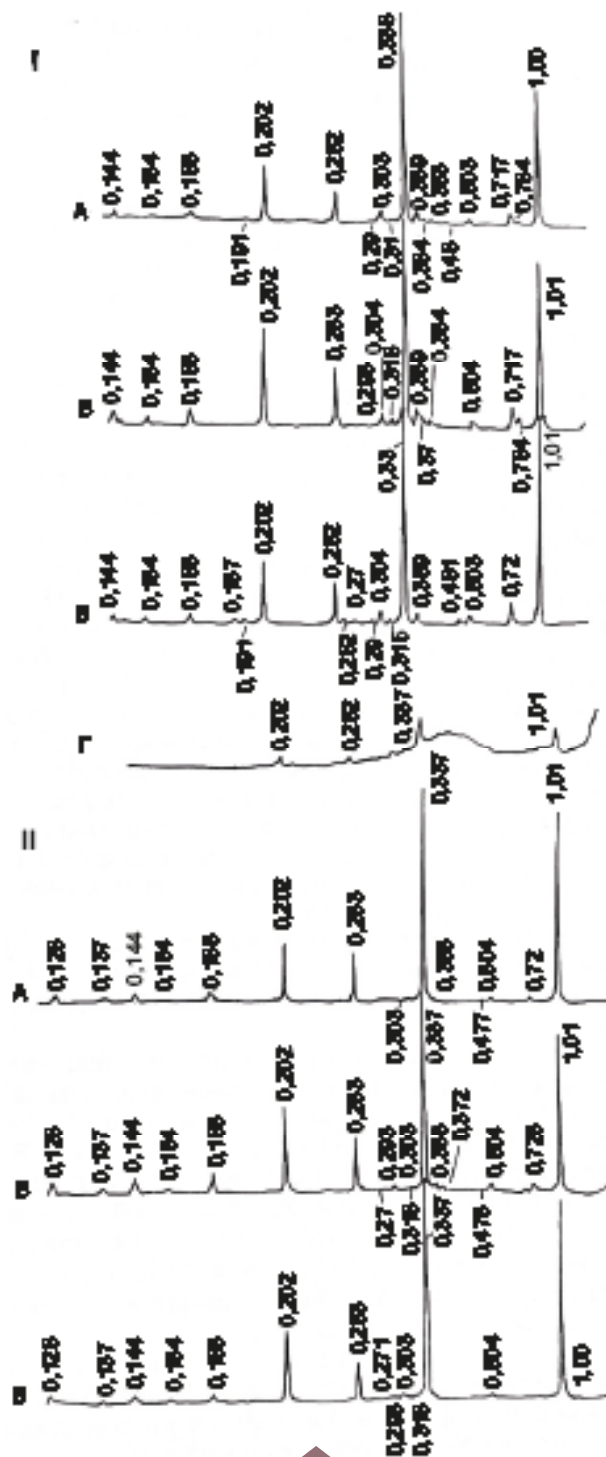


Рис. 7. Дифрактограммы фракции мельче 0,005 мм вторичных образований кимберлитов, обогащённых пиротитом:

трубки: I – Сытыканская и II и III – Юбилейная; препарат: А – исходный, Б – насыщенный глицерином, В – прокаленный в течение двух часов при 500 °С

флогопитом с размером чешуек не более нескольких миллиметров. Контуры таких чешуек неровные, концы как бы рваные. Наиболее богаты таким флогопитом отдельные кимберлитовые трубки ВМКП (Комсомольская, Зимняя, Новинка и др.). Первые две генерации флогопита окрашены в бурый, коричневый или зеленовато-коричневый цвет; третья имеет бурую, желтовато-бурую, золотистую или белёсую окраску. Наиболее чётко флогопит диагностируется рентгенометрическими методами по серии диагностических рефлексов, кратных 1,0 нм (рис. 8). Степень структурной упорядоченности минерала наиболее чётко и уверенно определяется методами электронографии, применением которой установили следующие параметры элементарной ячейки крупных частиц флогопита: $a = 0,534$ нм, $b = 0,924$ нм, $c = 1,01$ нм, $\beta = 100^\circ 20'$. Применение указанных методов при изучении флогопитов из кимберлитов показало, что большинство из них представлено типичной для триоктаэдрических слюд модификацией 1 М. Наименьшей степенью упорядоченности характеризуются магматогенные флогопиты. Метасоматические флогопиты отличаются более крупными кристаллами и более высокой степенью структурного совершенства. Однако и здесь в зависимости от дисперсности и степени совершенства структуры выделяется целый ряд слюдистых минералов [14, 20, 27]. Вермикулит рентгеновски диагностирован (рис. 9, обр. I и II) в отдельных кимберлитовых трубках и жилах СП, где он характеризуется низкой степенью упорядоченности структуры. При этом несколько лучшей окристаллизованностью обладает вермикулит из кимберлитовых жил. В то же время на дифрактограммах вермикулита из кимберлитовых трубок после насыщения образца этиленгликолем (см. рис. 9, обр. Пв) появляется рефлекс со значением 1,53–1,55 нм, что указывает на присутствие в структуре минерала не только высокозарядных – вермикулитовых, но и низкозарядных – монтмориллонитовых слоёв. Прокаливание таких образцов уже при 600 °С (см. рис. 9, обр. Пг) сопровождается сокращением части слоёв до 1,0 нм. Всё это даёт основание считать, что рассматриваемый вермикулит может быть отнесён к начальной стадии перехода его в монтмориллонит. Однако большая часть флогопита в основной массе кимберлитов изучаемых древних платформ хлоритизирована, что происходило в условиях слабого водообмена и восстановительной среды с избытком



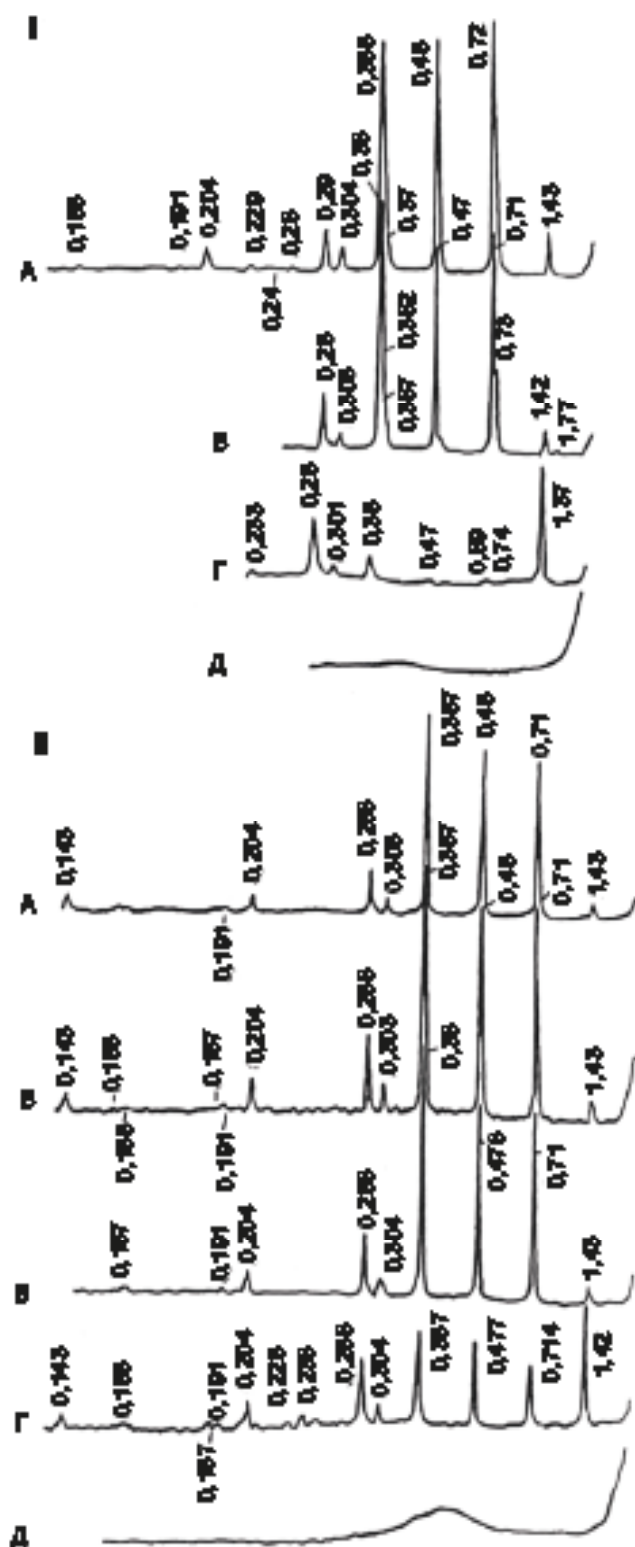


Рис. 10. Дифрактограммы хлоритов (фракция мельче 0,005 мм) из кимберлитов трубки Мир (обр. М-521, II – обр. М-100):

см. услов. обозн. к рис. 9

что не менее половины флогопитов, входящих в состав основной массы кимберлитов НКП (трубки Нюрбинская, Ботубинская и тело Майское), хлоритизированы. Для большинства трубок АМКП, ДКП и ВМКП свойственна обильная хлоритизация слюд, которая наиболее интенсивно протекала в диатремах Удачная, Сытыканская, Фестивальная и Деймос, в результате чего произошла полная трансформация слюд в хлорит. К минералам, довольно часто встречающимся в небольшом количестве в кимберлитах, следует отнести *тальк*, возникающий при сравнительно небольшом парциальном давлении CO_2 во флюиде при определённых значениях $\text{MgO} : \text{CaO} : \text{SiO}_2$. Наиболее интенсивные процессы формирования талька отмечены нами [7, 26] в трубке Нюрбинская. Часто минерал наблюдается в сильно изменённых приконтактных участках диатрем. В отдельных случаях минерал встречен в составе серовато-белых новообразованных прожилков (трубки Мир, Интернациональная и др.), где его концентрация превышает 5 %.

В переменных и в целом незначительных количествах в основной массе кимберлитовых пород идентифицированы [7, 9, 26, 17] *оксиды* (магнетит, гематит, кварц, халцедон) и *гидроксиды* (амакинит, брусит, гётит, каолинит), не имеющие устойчивых тенденций к распространению в различных трубках и полях. Исключением является брусит, наиболее интенсивное проявление которого отмечено в диатремах ДКП (Удачная) и ВМКП (Новинка и Поисковая). В кимберлитовых трубках брусит возникает [10, 21] как при серпентинизации породы, так и в результате воздействия гидротермально-метасоматических растворов на заключительных этапах постмагматической переработки кимберлитов. Брусит либо развивается по оливину непосредственно, либо между ними образуется узкая прокладка серпентина или реликтов оливина (рис. 11). Нередко брусит замещает не только зёрна оливина, но и частично другие глубинные минералы кимберлитов (гранаты и пироксены), основную массу породы, а также ксенолиты глубинных и осадочных вмещающих пород, где уверенно идентифицируется рентгенометрически. Параметры элементарной ячейки минерала ($a_0 = 0,4743$ нм) хорошо согласуются с литературными данными. Обычно агрегаты брусита ориентированы в одном направлении. В отличие от серпентинизации, в процессе полного замещения бруситом исходных минералов

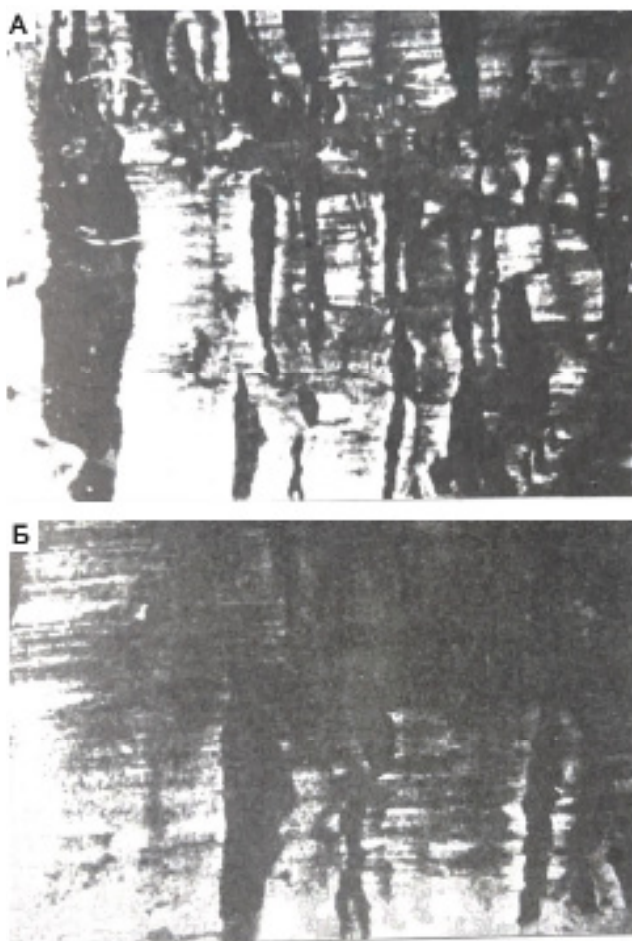


Рис. 11. Густая сеть прожилков, выполненных параллельно-шестоватыми агрегатами волокнистой разновидности брусита – немалита в кимберлитах трубки Удачная:

тёмные участки – реликты оливина (серпентина), светлое – брусит; увеличение: А – 12, Б – 24

кимберлитов реликтовые текстуры и структуры почти не сохраняются. Остаются только реликты некоторых устойчивых минералов, а также расплывчатые очертания вкрапленников оливина, что свидетельствует о полной перекристаллизации исходной породы, сопровождаемой выносом кремнекислоты [26]. *Магнетит* широко распространён в кимберлитах многих трубок, где зачастую расплён в основной массе пород; отмечается он и в виде неправильных выделений, конкреций и жёод, а также в отдельных серпентиновых псевдоморфозах. Минерал образует также мелкие (до 2,5 мм) или ветвящиеся прожилки (до 5 мм) с нечёткими очертаниями. В жео-

дах и конкрециях октаэдрические кристаллы этого минерала обычно ассоциируют с кальцитом, баритом и серпентином. Вокруг вкрапленников и по краям прожилков серпентина обычно также отмечается пелитоморфный магнетит. Отмечаются две важнейшие морфологические разновидности магнетита: а) крупнозернистые агрегаты (нередко радиально-лучистого строения) или сростки кристаллов, реже отдельные кристаллы; б) скопления мелкозернистого магнетита, которые либо образуют неправильные гнезда, полосы и линзы, либо равномерно распределены в основной массе. Гематит в кимберлитовых трубках присутствует в концентрациях, редко превышающих первые проценты. Чаще всего он встречается в основной массе кимберлитов или покрывает тонкой коркой кристаллы кальцита или других минералов. *Гётит* является довольно распространённым новообразованием в кимберлитовых породах многих алмазоносных регионов. Особенно много минерала в верхних частях ряда диатрем СП, где он окрашивает породы в светло-коричневый (охристый) цвет. Иногда пылевидные выделения его рассеяны в основной массе пород или заполняют пространство между кристаллами кальцита, магнетита и других минералов. В виде сферолитов гётит в ассоциации с гематитом часто нарастает на гранях других минералов. В верхних горизонтах кимберлитовых трубок, где развита кора выветривания (КВ), гидроксиды железа пропитывают в различной степени изменённые породы, окрашивая их в различные коричневые оттенки. *Амакинит* встречен нами в основной массе ряда кимберлитовых диатрем СП в виде зеленоватых кристаллов или их сростков размером до 5 мм. На дневной поверхности он быстро изменяется и покрывается буровой корочкой гидроксидов железа. Отмечен амакинит в виде самостоятельных выделений на стенках отдельных трещин, где он обычно ассоциирует с пироауритом, кальцитом и серпентином. *Кварц* и *халцедон* являются характерными вторичными минералами кимберлитовых пород СП, неравномерно распределяясь как в основной массе, так и в трещинах, прожилках и в виде отдельных новообразований. Повышенные концентрации этих минералов приурочены не только к самым верхним, затронутым гипергенными процессами, частям диатрем, но и к приконтактовым зонам на более глубоких горизонтах. Кварц часто встречается вместе с кальцитом и другими ново-

образованиями, образуя щётки, жилы и прожилки. Нередко кристаллы кварца на кварц-опал-халцедоновой подложке наблюдаются на в различной степени изменённой кимберлитовой породе. Размеры, форма и морфология кварцевых индивидов самые разнообразные [5, 10, 27], с примесями гидроксидов железа (бурые) или микровключениями сульфидов железа (серые). Присутствие среди кварцев из верхних горизонтов диатрем значительного количества аметистовидных формирований позволяет отнести этот минерал к низкотемпературным образованиям, которыми является большинство природных аметистов. На низкотемпературный характер кристаллизации кварца в кимберлитах указывает также присутствие во многих изученных кристалликах включений гётита – минерала, образующегося при температурах ниже 200 °С. Эти данные согласуются и с результатами исследований температур гомогенизации газовой-жидких включений в кимберлитах [7, 26, 27], по которым верхний температурный интервал кристаллизации кальцита обычно не превышает 350 °С, а кварца – намного ниже. Довольно распространён в кимберлитовых диатремах (особенно в приконтактовых их частях) и халцедон, отмеченный как в составе основной массы пород, так и в псевдоморфозах и друзах. Псевдоморфозы халцедона вместе с находящимися в них минералами образуются в крайне изменённых кимберлитах. В результате наложения различных процессов произошли сильные изменения не только в самих кимберлитах, но и в образовавшихся по трещинам жилах. Порода обычно станет светлой, в связи с содержанием значительного количества гипса и уменьшением роли гидроксидов железа. Стенки такой породы нередко покрыты друзами мелких кристаллов, которые обычно окутаны гипсом.

Среди вторичных образований основной массы кимберлитов СП, ВЕП и ЮАП широко распространены сульфиды, часто встречаемые также в жилах и прожилках. Кроме сульфидов железа распространены в основной массе пород и минералы других металлов (галенит, сфалерит и миллерит). Некоторые из них формируются в виде зернистых (халькопирит) или волосовидных (миллерит) агрегатов. *Пирит* образует в кимберлитовых породах как сплошные массы и агрегаты, так и отдельные кристаллы и их друзы. Наиболее широким распространением минерал пользуется в верхах кимберлитовых диатрем, в различной сте-

пени изменённых гипергенными процессами, что подтверждается практически полным замещением флогопита хлоритом в таких апокимберлитах (рис. 10). Часто по трещинам минерал выполняет прожилки, ассоциируя с другими образованиями. Отмечаются также сферолитовые агрегаты минерала в основной массе пород. Нередко выделяются несколько генераций пирита: I генерация кубооктаэдрического габитуса с мозаично-блоковым строением локализована в трещинах, vyplненных также друзами светло-коричневого кальцита. Пирит II генерации – более мелкий, нарастающий на другие минералы (кальцит и серпентин). *Сфалерит* обнаружен в верхних частях многих кимберлитовых диатрем (Мир, Новинка, Прогнозная, Комсомольская-Магнитная и других) в ассоциации с другими сульфидами. Совместно с кальцитом он встречается в отдельных прожилках и на более глубоких горизонтах этих же трубок. На стенках трещин минерал образует идиоморфные кристаллы. Часто он слагает сплошные массы и неправильной формы выделения в изменённых кимберлитах. Сфалерит имеет чёрный или тёмно-коричневый цвет с алмазным блеском. *Галенит* встречается в небольшом количестве только в верхних частях некоторых кимберлитовых диатрем (Мир, Краснопресненская, Юбилейная, Сытыканская и др.). Среди вторичных образований основной массы кимберлитов, где минерал диагностирован рентгенодифрактометрическими методами исследований, нередко отмечаются отдельные хорошо огранённые кристаллы галенита. *Миллерит* отмечен во многих кимберлитовых трубках в виде примеси в новообразованиях сульфидов, а иногда образует с некоторыми минералами тесные сращения. Встречается он и в серпентин-кальцитовых псевдоморфозах по оливи-ну, в пустотах выщелачивания, а также в качестве включений в прожилках кальцита. Цвет минерала – жёлтый, золотистый до коричнево-жёлтого, блеск металлический. Длина его волосовидных индивидов составляет обычно 1–3 мм, достигающая в отдельных случаях до 15 мм. Иногда миллерит образует радиально-лучистые агрегаты, реже спутанно-волокнистые войлокоподобные корки, состоящие из игольчатых или волосовидных индивидов. *Пирротин* обычно в кимберлитах развивается по мелким трещинам, но чаще всего встречается в виде тонкозернистых мелких агрегатов в серпентин-кальцитовой массе кимберлитов. *То-чилит* обнаружен во многих кимберлитовых

трубках (Мир, Удачная, Юбилейная, Сытыканская и др.), где его агрегаты имеют чёрный цвет с бронзовым оттенком. На воздухе этот минерал быстро покрывается плёнкой гидроксидов железа. Точилинит иногда развивается также по псевдоморфозам серпентина, придавая им тёмно-серую окраску [7, 29]. Иногда в зальбандах жильного кальцита розетки мелкочешуйчатого точилинита ассоциируют с пиритом и пироауритом. *Марказит* встречается как в основной массе пород, так и в виде прожилков и кайм вокруг вкрапленного серпентина и других новообразований. Анализ ассоциаций минералов показывает, что марказит более поздний минерал по отношению к пириту. *Халькопирит* установлен в верхних горизонтах отдельных кимберлитовых трубок, где обычно образует две генерации. Первая замещает другие сульфиды (пентландит и др.) и развивается по трещинам в кимберлите. Вторая встречается в виде реликтовых выделений пентландита, замещённого халькопиритом.

В основной массе кимберлитов многих диатрем встречаются *сульфаты*, представленные безводными (ангидритом, целестином, баритом и таумаситом) и водными (гипс, эпсомит, метабазалюминит и брошантит) разновидностями, а также *фосфаты* (франколит) и *галогениды* (галит). *Ангидрит* наиболее характерен для кимберлитовых пород глубоких горизонтов трубок Мир, Интернациональная и др. *Целестин* установлен в основной массе кимберлитов многих кимберлитовых трубок СП и ЮАП, отмечается в виде уплощённых радиально-лучистых агрегатов. Встречены также короткостолбчатые, таблитчатые и копьевидные кристаллы. *Барит* выявлен при изучении вещественного состава трубок Краснопресненская, Удачная, Якутская и др. *Таумасит* обнаружен в кимберлитовых породах отдельных трубок (Заполярная, Новинка, Удачная и др.) в виде ветвящихся мономинеральных прожилков или гнезд размером до 1–1,5 см, а также рассеян в основной массе пород. Агрегаты *гипса* игольчатой и волокнистой формы встречены в верхних горизонтах многих кимберлитовых диатрем (Удачная, Краснопресненская, Якутская и др.). *Эпсомит* отмечен в отдельных блоках кимберлитов верхних частей диатрем (Юбилейная, Удачная и др.), придавая породам белёсую окраску. *Метабазалюминит* установлен в виде ничтожной примеси в изменённых кимберлитах трубок Сытыканская, Юбилейная и др. *Брошантит* уверенно диагностиро-

ван лишь в некоторых изученных образцах изменённых кимберлитов трубок Удачная и Сытыканская, где в единичных случаях его концентрация достигает до 10 %.

Характер и интенсивность развития вторичных минералов в основной массе кимберлитовых пород СП показывают разнообразие процессов карбонатизации и хлоритизации, но не раскрывают всех особенностей их, связанных с образованием серпентинов и флогопитов. Последние относятся к индикаторным минералам кимберлитов (ИМК), имеющим слоистую структуру, способную отражать условия их образования и давать возможность использования их и для анализа постмагматического преобразования кимберлитовых пород. Поскольку полуколичественных характеристик содержания минералов в породе недостаточно, для выявления индивидуальных черт различных месторождений важным становится установление структурных особенностей минералов (серпентинов, слюдистых образований и др.) основной массы кимберлитов. Это позволяет также выявлять и отмечаемые ранее структурные характеристики этих минералов, связанные или с их структурно-морфологическими, или видовыми особенностями. Так, серпентиновые минералы в кимберлитах представлены в основном лизардитом, хризотилом и Al-серпентином (септохлоритом). Признано, что серпентинизация оливина происходит при температурах не выше 500 °С даже при высоких давлениях. При этом лизардит образуется при температуре 400–500 °С, а хризотил – при более низких температурах. Большое значение на течение этого процесса имеет рН условий среды. Проведёнными экспериментальными исследованиями процессов серпентинизации установлено, что в кислой среде большая часть оливина замещается лизардитом, в кремнесодержащей щелочной – антигоритом и хризотилом, в нейтральной – лизардитом и хризотилом. Судя по этим и другим минералам, для кимберлитов отмечается закономерное изменение среды метасоматизирующих растворов от кислой через нейтральную до щелочной. Различные кимберлитовые поля СП существенно различаются по содержанию отдельных разновидностей серпентинов. Так, наиболее часто Al-серпентин встречается в трубках ДКП, постепенно снижаясь в диатремах в направлении от ВМКП, МКП, НКП до АМКП. Наибольшие концентрации минерала отмечены в кимберлитах трубок Зарница и Фестивальная,

где он диагностирован в 70 % изученных проб. На примере трубок Ботуобинская, Нюрбинская, Заполярная и Айхал выявлена [9, 26] тенденция к последовательному увеличению количества проб, содержащих Al-серпентин при переходе от порфировых кимберлитов к автолитовым кимберлитовым брекчиям и далее к кимберлитовым туфобрекчиям. Однако в отдельных диатремах одни и те же типы пород, относящиеся к разным диатремам, могут существенно различаться по степени распространения Al-серпентина. Многократная смена pH условий среды в период становления кимберлитов является основной причиной развития дефектов в структуре серпентинов. Количество серпентинов с низкой, средней и высокой степенью дефектности может в определенной мере характеризовать уровень стабильности постмагматических преобразований кимберлитов. Наиболее часто дефектные серпентины встречаются в основной массе кимберлитов трубок Айхал (АМКП) и Нюрбинская (НКП). Эти месторождения подобны по степени распространения Al-серпентина, но существенно отличаются по уровню развития лизардита и хризотила. Так, в основной массе кимберлитов трубки Айхал преобладает хризотил, в то время как в диатреме Нюрбинская более развит лизардит. Существенно меняются морфологические формы серпентина в процессе гипергенного изменения кимберлитов. В нижних горизонтах коры выветривания (КВ) преобладает серпентин из слоёв структурного типа А и В [7, 10, 17, 35]. При этом для частиц новообразованного политипа (А) вначале (рис. 12, А) характерна округлая глобулярная форма (размер глобул достигает 0,5 мкм в диаметре), которая образуется иногда на острых гранях других минералов. На отдельных участках отдельные глобулы сочленяются в вытянутые червеподобные сростки длиной в несколько микрометров. Вверх по разрезу КВ происходит укрупнение (см. рис. 12, Б) как частиц новообразованного серпентина, так и собственных им сростков. Причём у отдельных кристаллов появляется в этом случае псевдогексагональная огранка, а сам серпентин практически полностью переходит в более устойчивую в гипергенных условиях модификацию А. Это показывает, что на ранних этапах выветривания кимберлитов изменение серпентина связано в основном с его перекристаллизацией, сопровождающейся политипными превращениями. Одновременно с этим слоистые мине-

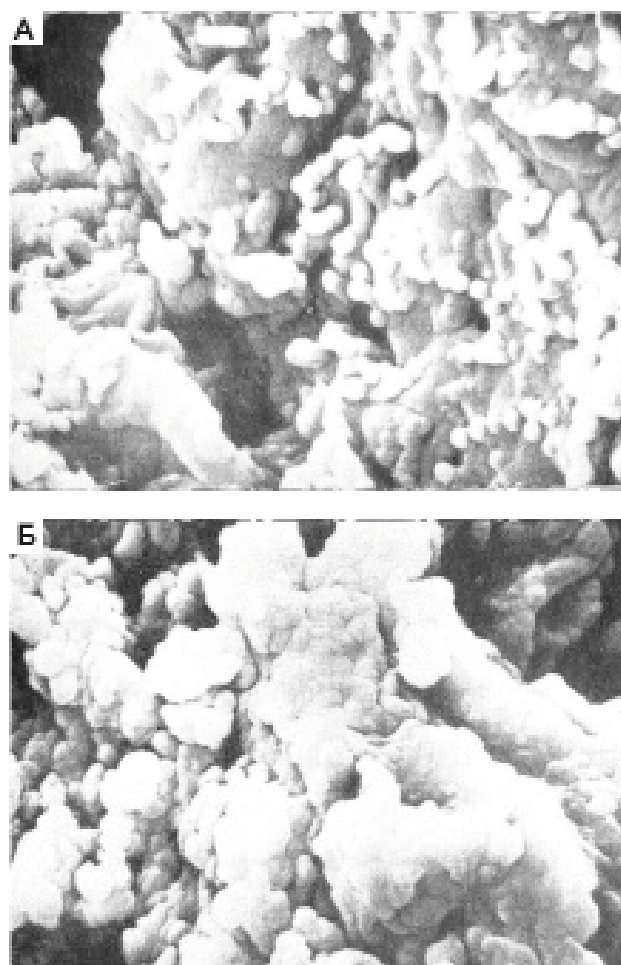


Рис. 12. Электронные микрофотографии округлых выделений серпентина на гранях первичных минералов (А) и псевдогексагональных кристаллов минерала (Б) в продуктах выветривания кимберлитов трубки имени XXIII съезда КПСС (по скв. 102):

А – глубина 28 м (|| напластованию, увеличение 5000); Б – глубина 25 м (|| напластованию, увеличение 5000)

ралы триоктаэдрического типа либо разлагаются (Mg- и Fe-Mg-хлориты), либо частично преобразуются в диоктаэдрические разности (например, флогопит в гидрослюда). В совокупности эти процессы обуславливают значительное изменение физических и физико-механических свойств материнских пород (рис. 13), что определяет последовательное увеличение в их объёме открытой поверхности, контактирующей с флюидами, и скорости дренирования последними выветривавшихся горизонтов. В свою очередь минеральный состав новообразований и распределение

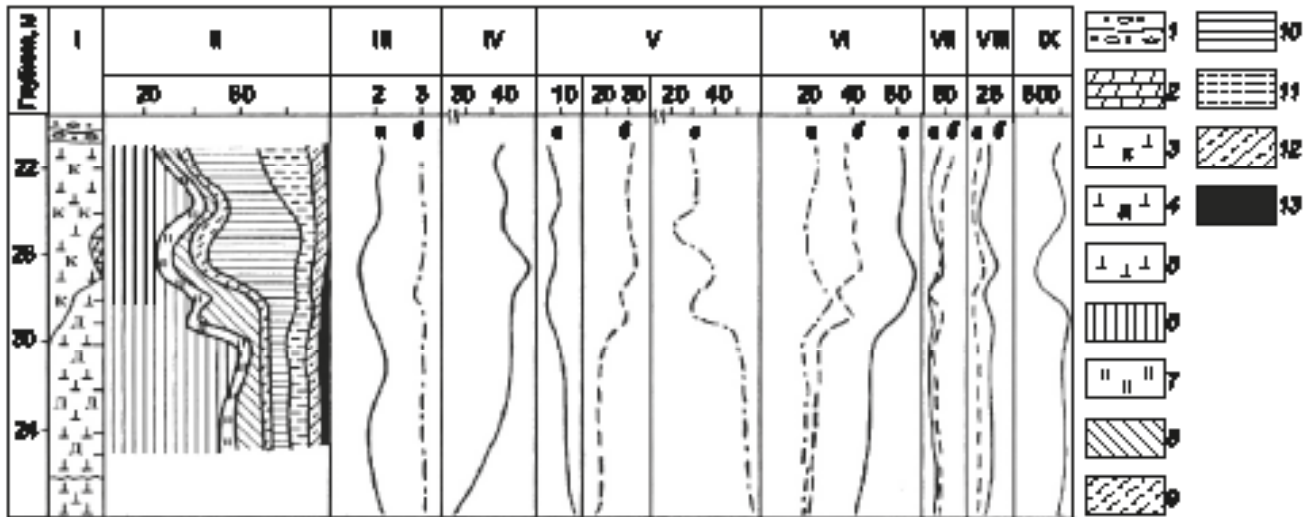


Рис. 13. Изменение физических и физико-механических свойств пород по разрезу КВ кимберлитов трубки имени XXIII съезда КПСС (по разведочной скважине 102):

I – литологическая колонка: 1 – песчано-гравийно-галечные образования мезозоя, 2 – терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя, 3–5 – кимберлиты: 3 – выветрелые, 4 – дезинтегрированные, 5 – плотные; II – микроагрегатный состав (в %, размеры фракций в мм): 6 – крупнее 0,5, 7 – 0,5–0,25, 8 – 0,25–0,1, 9 – 0,1–0,05, 10 – 0,05–0,01, 11 – 0,01–0,005, 12 – 0,005–0,001, 13 – мельче 0,001; III – объёмная масса (а) и плотность (б) пород (в г/см³); IV – пористость пород (в %); V – влагосодержание (в %): а – гигроскопическая влажность, б – максимальная молекулярная влагоёмкость, в – естественная влажность; VI – характеристика пластичности: а – число пластичности, б–в – нижний (б) и верхний (в) пределы пластичности (в %); VII – прочность на сжатие: а – $\perp$, б – $\parallel$; VIII – сопротивление сдвигу: а – максимальное, б – минимальное значение; IX – скорость упругих волн (в м/с)

по профилям значений pH (9,46–7,10) и Eh (328–190) позволяют сделать вывод, что рассматриваемая стадия выветривания кимберлитов соответствует щелочному типу. В целом изученные элювиальные толщи можно отнести к типу остаточных КВ, находящихся на стадии начальной гидратации исходных минералов и выщелачивания наименее устойчивых компонентов.

Наряду с вышеописанными вторичными минералами, связанными с пневматолитово-гидротермальными и гипергенными процессами в кимберлитовых породах отмечены новообразования, возникшие с участием высокоминерализованных растворов. Это относится к борсодержащим минералам (ашариту, екатериниту, ферросайбелииту и др.). Бораты выявлены в мелких соляных жилах и прожилках, где кроме бесцветного, оранжево-красного и голубого галита отмечены также ангидрит, кальцит и серпентин с офитовой структурой (серпофит). В мелких прожилках борные минералы не встречены вместе, а в раздувах не соприкасаются друг с другом. Поскольку борные

минералы обычно связаны с солями, то можно предполагать попадание части бора в кимберлитовые диатремы вместе с растворимыми солями из вмещающих осадочных соленосных отложений. В процессе серпентинизации бор практически рассеивается в породе и только при наличии излишка магнезии наряду с бруситом возникает незначительное количество ашарита [7, 17, 19]. Для кимберлитов наблюдается прямая зависимость содержания бора от состава летучей фазы, под воздействием которой осуществляются их метасоматические (автометасоматические) изменения. Поэтому обогащение подземных растворов бором следует в значительной степени связывать с глубинными источниками этого элемента. Предпосылкой поступления бора из глубины является возникновение самих трубок. Образование канала, впоследствии выполненного кимберлитовыми породами, а также образование вокруг него и в самих кимберлитах интенсивной трещиноватости делает возможным сообщение верхних участков диатрем с глубинами, откуда

и поступают летучие компоненты в верхние горизонты.

На глубоких горизонтах кимберлитовых трубок СП нами впервые диагностирован *магнетитовый ферригидроксид* [7]. Среди жильных образований в серпентинизированных кимберлитовых брекчиях глубоких горизонтов трубки Мир эти новообразования ассоциируют с кальцитом и ангидритом. Встречается минерал в небольших пустотах (2–3 см) и трещинах (до 1 см), в которых слагает прожилки, «арагонитоподобные» скопления, имеющие белую или сероватую и желтоватую окраску (рис. 14, А–Г). Мощность таких скоплений (от основания выделения до поверхности сферы) – 0,3–0,8 см. В продольном разрезе выделений видно, что минерал представлен параллельно-волокнистыми агрегатами (см. рис. 14, А, Б). Рост его начинался в виде асбестовидных волокон на подложке серпентина и заканчивался образованием «арагонитоподобной» сферы, состоящей уже из тонкозернистого агрегата этого минерала. Цвет минерала – от густо-сине-зелёного в основании волокон и в центре параллельно-волокнистого агрегата до густо-жёлто-зелёного и светло-жёлтого в верхней части волокон и в области сферы. В отдельных агрегатах встречаются бесцветные разновидности. Минерал оптически одноосный, оптический знак положительный, удлинение положительное. Минерал принадлежит к тригональной системе с пространственной группой $R\bar{3}m$. Параметры ячейки: $a = 0,3108 \pm 0,002$ нм, $c = 2,324 \pm 0,04$. По рентгенометрическим характеристикам волокнистый минерал близок к новаиту и к природным пироауритам из различных генетических типов пород. В отражённых электронах минерал представляет собой чередование светло- и тёмно-серых полос (волокон). Тонкозернистая масса в области сферы обнаруживает определённую текстурную деформированность. ИК-спектры рассматриваемого волокнистого сине-зелёного минерала очень сходны с ИК-спектрами пироаурита. Однако в области колебаний анионов $[\text{CO}_3]^{2-}$ фиксируется главным образом полоса с частотой 1440 см^{-1} , что связано с примесью кальцита. В поляризованных оптических спектрах поглощения сине-зелёной разновидности ферригидроксида в области 14800 см^{-1} отмечается широкая интенсивная полоса поглощения, обусловленная переносом заряда $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$. Слабая поляризация этой полосы связана, вероятно, с полосчатым погасанием

волокон, которые были использованы в качестве препарата для измерений.

Таким образом, проведёнными исследованиями показано, что для основной массы каждой кимберлитовой диатремы наблюдается доминирование индивидуального характера развития минералов над их общими свойствами, главными среди которых являются преобладание серпентин-кальцитовых, кальцит-серпентиновых, хлорит-серпентиновых ассоциаций и уровень распространения Mg-Fe-разновидностей флогопита в кимберлитовых породах. Отличие кимберлитовых тел обусловлено интенсивностью развития и равномерностью распределения доминирующих вторичных минералов и их разновидностей (кальцита, доломита, пироаурита, флогопита, хлорита, лизардита и хризотила). Существуют отличия в составе основной массы и вторичных минералов кимберлитов не только в разных трубках, но и в плане их отдельных тел и даже блоков. Охарактеризованы наиболее распространённые в кимберлитовых породах ассоциации новообразований, состоящие из двух и более минералов, большинство из которых являются парагенетическими, что позволило решить некоторые вопросы их постмагматического преобразования. Обширный материал минералого-петрологических исследований кимберлитовых пород позволил установить, что процессы серпентинизации, карбонатизации, хлоритизации и бруситизации в каждой диатреме имеют индивидуальный характер. Важными результатами проведённых исследований являются рекомендации по возможностям использования вторичных минералов кимберлитов для определения величины эрозионного среза диатрем. Анализ вещественного состава кимберлитов по данным разведки глубоких горизонтов и эксплуатации верхних частей диатрем (Мир, Интернациональная, Айхал, Удачная, Сытыканская, Юбилейная, Орапа, Мвадуя, Премьер, Финш, Карпинская-I, Карпинская-II и др.) позволяет наметить своеобразную вертикальную зональность, которая проявляется в смене состава и строения кимберлитов. С глубиной сильно изменённые кимберлиты сменяются зоной дезинтеграции, которая затем переходит в плотный кимберлит. Кроме гипергенной зональности, с глубиной изменяется степень переработки кимберлитов вторичными процессами под воздействием пневматолитово-гидротермальных растворов. В этом направлении обычно снижается степень серпентинизации

и хлоритизации пород, а также изменяется направленность некоторых других процессов. Естественно, что при разном денудационном срезе кимберлитов на поверхность будут выходить различные зоны вторичной минерализации. Следовательно, по характеру вторичных минералов часто

можно судить о величине эрозионного среза кимберлитовых тел.

Предложены также различные варианты использования основных закономерностей выветривания силикатных пород, типоморфных особенностей глинистых и слюдистых минералов

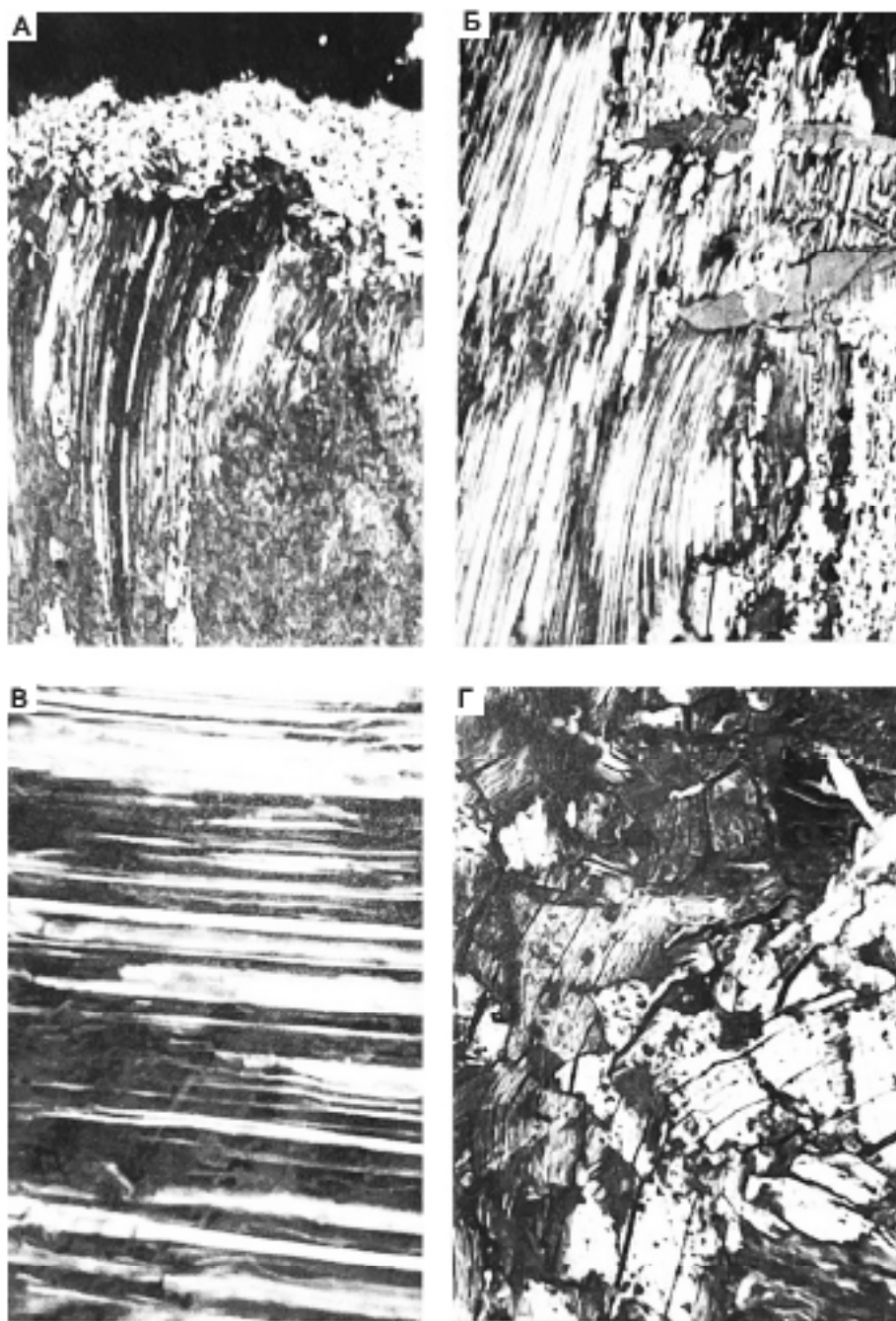


Рис. 14. Формы выделений магниевого ферригидроксида в кимберлитах глубоких горизонтов трубки Мир (обр. М-55/863) (А–Г)

в древних КВ на образованиях различного генезиса и состава. Полученные новые данные о свойствах флогопита и продуктов его твердофазовых превращений (хлорита) имеют важное значение для совершенствования методики прогнозирования и поисков алмазных месторождений.

Обогащение алмазоносных пород и извлечение из них алмазов – процессы сложные, базирующиеся на современных достижениях многих отраслей знаний. Здесь целесообразно коснуться основных аспектов влияния вещественного состава кимберлитов на технологию обогащения и извлечения алмазов, в основе которой лежат физико-механические свойства полезного компонента. Алмазы характеризуются целым рядом специфических свойств, успешно использующихся на обогащении кимберлитов и извлечении их из концентратов. К ним относятся содержание алмазов в породе, крупность их кристаллов, морфология зёрен, плотность, твёрдость, различные типы люминесценции, гидрофобность и способность прилипать к определённым жирам, немагнитность, неэлектропроводность, прозрачность и др. На этих многочисленных свойствах основаны методы обогащения кимберлитов и извлечения из них алмазов. Под воздействием гипергенных процессов кимберлиты выветриваются и превращаются в глинистые образования. При этом выносятся легкорастворимый материал и накапливается труднорастворимый (в том числе алмазы). Повышение алмазоносности в коре выветривания (КВ) кимберлитов колеблется от 2,5 (трубка имени XXIII съезда КПСС) до 5 и более раз (трубка Интернациональная и др.). В верхних горизонтах КВ кимберлитов этих трубок растёт число окрашенных алмазов. Увеличение доли алмазов, имеющих поверхностную окраску оттенка морской воды, отмечено также в верхних (выветрелых) горизонтах трубки Финш (ЮАР). Во всех отмеченных случаях с глубиной в выветрелых кимберлитах голубая окраска алмазов исчезает.

В условиях гипергенеза и при интенсивных пневматолитово-гидротермальных преобразованиях кимберлиты превращаются в апокимберлиты и даже в глинистые образования, существенно меняющие в целом физико-механические свойства обогащаемых пород. Вторичные минералы, образующиеся в постмагматическую стадию изменения кимберлитов, являются определяющими при формировании целого ряда свойств этих пород, таких как крепость, пористость, влаж-

ность, содержание тяжёлой фракции и люминесцентных компонентов. Эти свойства играют важную роль при обогащении, а поэтому изучение вторичной минерализации кимберлитов приобретает важное значение для решения технологических вопросов обработки алмазосодержащих руд. В процессе проведённых нами исследований установлены некоторые закономерности распределения порообразующих вторичных минералов в верхних частях и на разведанную глубину (до 1,2 км) отдельных трубок. В кимберлитах широко распространён ряд минералов, о присутствии которых ранее даже не подозревали или имели лишь отрывочные сведения. По нашим данным, в кимберлитах некоторых трубок в роли порообразующих минералов выступают пироаурит, амакинит, брусит, галит и др., которые на отдельных горизонтах составляют до 30–40 % объёма породы. Повышенное содержание в кимберлитах нетрадиционных для них вторичных минералов может оказывать существенное влияние на технологический процесс. От их количества могут зависеть вязкость кимберлитов, выход шламов, влияющих на селективность и режимы работы пенной сепарации. Ряд вторичных минералов, обладающих адсорбционными свойствами (монтмориллонит, сапонит, различные смешанослойные образования и др.), способен в различной степени накапливать влагу в отдельных блоках кимберлитов и тем самым воздействовать на обогатимость породы.

В состав вторичных минералов входят многие элементы, различная сила связи которых в кристаллической решётке предопределяет неодинаковую растворимость этих минералов или выщелачивания из них отдельных элементов, переходящих в реагенты, используемые при обогащении. Это изменяет состав реагентов, pH среды и тем самым снижает эффективность пенной флотации и сепарации. Кроме того, состав вторичной минерализации определяет особенности поверхностных плёнок и покрытий (оксиды железа, кальция и др.) на кристаллах алмаза, от которых они не освобождаются при извлечении из кимберлитовых пород. Так, повышенное содержание магнетита в кимберлите некоторых трубок ряда алмазоносных районов приводит к тому, что часть алмазов покрыта плёнками или оболочками этого минерала, приобретает магнитные свойства и попадает в магнитную фракцию. Наличие плёнок вторичных минералов на кристаллах алмаза

вызывает снижение его гидрофобности и тем самым влияет на его флотирующие свойства и прилипание к жировым поверхностям. Алмазы из некоторых африканских месторождений покрыты слоем гидрофобного вещества в виде галита, оксида железа, гидроксидов кальция и магния. Благодаря этим смесям алмазы становятся гидрофильными и не прилипают к жировым поверхностям. Особенность гаянских алмазов из россыпей – появление коричневой оболочки, которая мешает их извлечению из концентратов жировыми аппаратами. Немало различных плёнок содержат алмазы из коренных месторождений СП и ВЕП. Отсюда следует, что процесс флотации алмазов в целом сильно зависит от состава вторичных минералов кимберлитов.

На всех этапах разработки коренных месторождений алмазов большое значение в настоящее время придаётся изучению рентгеновской люминесценции алмазов и сопутствующих им компонентов – карбонатов, плагиоклазосодержащих ксенолитов и др. Для селективного извлечения алмазов рентгенолюминесцентными методами необходимо создавать такой режим, чтобы другие люминесцентные минералы не извлекались вместе с алмазами.

Для совершенствования методики и повышения эффективности технологии обогащения кимберлитов и извлечения из них полезного компо-

нента рекомендовано использовать установленные особенности вещественного состава пород, получаемые в результате предварительного минералогического картирования, позволяющего делать прогнозную оценку руд. Важно при этом использовать структурно-морфологические и физические свойства как породообразующих, так и сравнительно редко встречающихся в кимберлитовых породах минералов. В частности, установлено широкое распространение в кимберлитах СП пироаурита и брусита, наиболее характерные для глубоких горизонтов коренных алмазных месторождений, где минералы нередко являются породообразующими компонентами. Учитывая большую роль этих минералов в процессе технологической отработки месторождений, вопросам изучения пироауритизации и бруситизации кимберлитовых диатрем следует уделять пристальное внимание. Не менее важными являются задачи по изучению процессов серпентинизации, хлоритизации и карбонатизации, приводящие к изменению физико-механических свойств пород, которые в последующем влияют на состав шихты и извлекаемость из неё полезного компонента. Практическая реализация этих задач возможна только при комплексном изучении вещественного состава кимберлитовых руд с использованием современных физическо-химических методов исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В. П., Елисеев А. П., Надолинный В. А., Зинчук Н. Н., Коптиль В. И., Рылов Г. М., Томиленко А. А., Горяйнов С. В., Юрьева О. П., Сонин В. М., Чепуров А. И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю. Л. Орлова) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2000. – № 5. – С. 79–97.
2. Афанасьев В. П., Похиленко Н. П., Логвинова А. М., Зинчук Н. Н., Ефимова Э. С., Сафьянников В. И., Красавчиков В. О., Подгорных М. М., Пругов В. П. Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 12. – С. 1729–1741.
3. Василенко В. Б., Зинчук Н. Н., Кузнецова Л. Г. Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2000. – № 3. – С. 37–55.
4. Зинчук Н. Н. Влияние вторичных минералов на облик и состав кимберлитовых пород // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 12. – С. 1704–1715.
5. Зинчук Н. Н. Геологические исследования при поисках алмазных месторождений // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2021. – № 4. – С. 35–52.
6. Зинчук Н. Н. Геолого-тектоническое строение и особенности развития Сибирской платформы в связи с алмазопроисковыми работами // Отечественная геология. – 2024. – № 3. – С. 43–72.
7. Зинчук Н. Н. Докембрийские источники алмазов в россыпях фанерозоя // Вестник Воронежского ун-та. Геология. – 2021. – № 3. – С. 50–61.

8. Зинчук Н. Н. Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. – 2022. – № 2. – С. 100–120.
9. Зинчук Н. Н. Кремнистые минералы в кимберлитах // Вестник Воронежского университета. Геология. – 2022. – № 4. – С. 38–52.
10. Зинчук Н. Н. Литолого-стратиграфические исследования при алмазопромышленных работах // Вестник СВФУ. Научные о Земле. – 2023. – № 1 (29). – С. 5–28.
11. Зинчук Н. Н. О геолого-поисковых типах кимберлитовых трубок // Известия Коми НЦ УрО РАН. Научные о Земле. – 2023. – № 2 (60). – С. 43–56.
12. Зинчук Н. Н. О геохимических особенностях разновозрастных образований алмазоперспективных территорий // Отечественная геология. – 2023. – № 1. – С. 42–55.
13. Зинчук Н. Н. О некоторых особенностях региональной поисковой алмазной минералогии // Вестник Пермского государственного университета. Геология. – 2024. – Т. 23, № 2. – С. 152–172.
14. Зинчук Н. Н. Об основных источниках глинистых минералов в мезозойских континентальных алмазосодержащих отложениях Западной Якутии // Геология и геофизика. – 1982. – № 8. – С. 81–90.
15. Зинчук Н. Н. Об особенностях слоистых силикатов в отложениях различных осадочных формаций // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. – Вып. 27. – Пермь : ПГНУ, 2024. – С. 32–49.
16. Зинчук Н. Н. Опыт литолого-минералогических исследований древних осадочных толщ в связи с алмазопромышленными работами (на примере Сибирской платформы) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2014. – № 1. – С. 13–19.
17. Зинчук Н. Н. Особенности гидротермального и гипергенного изменения слюдяных кимберлитов // Вестник Пермского государственного университета. Геология. – 2023. – Т. 22, № 1. – С. 32–50.
18. Зинчук Н. Н. Особенности кальцита из кимберлитовых пород // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2023. – № 2. – С. 28–43.
19. Зинчук Н. Н. Особенности магнетита из кимберлитовых пород // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2024. – № 3. – С. 32–47.
20. Зинчук Н. Н. Особенности минералов слюд в кимберлитах // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2018. – № 2. – С. 29–39.
21. Зинчук Н. Н. Особенности петрографического изучения кимберлитовых пород // Отечественная геология. – 2022. – № 4. – С. 34–49.
22. Зинчук Н. Н. Особенности распространения и генезиса некоторых карбонатных минералов в кимберлитовых породах (на примере Сибирской платформы) // Отечественная геология. – 2023. – № 6. – С. 62–77.
23. Зинчук Н. Н. Особенности состава и распределения слюдяных образований в кимберлитовых породах Якутии // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1991. – № 7. – С. 58–66.
24. Зинчук Н. Н. Особенности строения и состава коры выветривания на туфогенных образованиях в алмазосодержащих регионах Сибирской платформы // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. – 2015. – Т. 90, № 4. – С. 42–52.
25. Зинчук Н. Н. Особенности сульфидов в кимберлитовых породах // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. – 2023. – № 4. – С. 47–62.
26. Зинчук Н. Н. Роль петролого-минералогических и геохимических исследований в оценке потенциальной алмазосодержащести кимберлитов // Отечественная геология. – 2022. – № 1. – С. 36–47.
27. Зинчук Н. Н. Сульфаты в кимберлитовых породах // Отечественная геология. – 2023. – № 2. – С. 56–72.
28. Зинчук Н. Н. Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе // Отечественная геология. – 2021. – № 2. – С. 41–56.
29. Зинчук Н. Н., Афанасьев В. П. Генетические типы и основные закономерности формирования алмазосодержащих россыпей // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1998. – № 2. – С. 66–71.
30. Зинчук Н. Н., Борис Е. И. О концентрации продуктов переотложения кор выветривания в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. – 1981. – № 8. – С. 22–29.
31. Зинчук Н. Н., Зинчук М. Н., Котельников Д. Д., Шлыков В. Г., Жухлисов А. П. Структурно-кристаллохимические преобразования слоистых минералов на разных стадиях гипергенного изменения кимберлитов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2002. – № 1. – С. 47–60.
32. Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Горшков А. И. Идентификация и генезис лизардит-сапонитового смешанослойного образования в кимберлитах одной из трубок Южной Африки // Литология и полезные ископаемые. – 2003. – № 1. – С. 87–96.
33. Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Соколов В. Н. Изменение минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геология и геофизика. – 1982. – № 2. – С. 42–53.
34. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратиферу // Вестник Воронежского государственного университета. Серия геология. – 2003. – № 2. – С. 57–68.

35. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдяных минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1996. – № 1. – С. 53–61.
36. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского университета. Геология. – 2001. – № 12. – С. 45–51.
37. Котельников Д. Д., Зинчук Н. Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1997. – № 2. – С. 53–63.
38. Харьков А. Д., Зуенко В. В., Зинчук Н. Н., Крючков А. И., Уханов А. В., Богатых М. М. Петрохимия кимберлитов. – М.: Недра, 1991. – 304 с.
39. Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya. Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform // Petrology. – 2001. – V. 9, № 6. – P. 576–588.
40. Vasilenko V. B., Kuznetsova L. G., Volkova N. I., Zinchuk N. N., Krasavchikov V. O. Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry // Journal of Geochemical Exploration. – 2002. – V. 76, № 2. – P. 93–112.

REFERENCES

1. Afanasyev V. P., Eliseev A. P., Nadolinny V. A., Zinchuk N. N., Koptil V. I., Rylov G. M., Tomilenko A. A., Goryainov S. V., Yuryeva O. P., Sonin V. M., Chepurov A. I. Mineralogiya i nekotoryye voprosy genezisaalmazov V i VII raznovidnostey (po klassifikatsii Yu. L. Orlova) [Mineralogy and some questions of the genesis of diamonds of types V and VII (according to the classification of Yu. L. Orlov)], Vestnik Voronezhskogo gosuniversiteta. Geologiya, 2000, No. 5, pp. 79–97. (In Russ.)
2. Afanasyev V. P., Pokhilenko N. P., Logvinova A. M., Zinchuk N. N., Efimova E. S., Safyannikov V. I., Krasavchikov V. O., Podgornyykh M. M., Prugov V. P. Osobennosti morfologii i sostava nekotorykh khromshpinelidov alamazonosnykh ploshchadey v svyazi s problemoy “lozhnykh” indikatorov kimberlitov [Features of the morphology and composition of some chrome spinels from diamond-bearing areas in connection with the problem of “false” kimberlite indicators], Geologiya i geofizika, 2000, V. 41, No. 12, pp. 1729–1741. (In Russ.)
3. Vasilenko V. B., Zinchuk N. N., Kuznetsova L. G. Geodinamicheskiy kontrol razmeshcheniya kimberlitovykh poley tsentralnoy i severnoy chastey Yakutskoy kimberlitovoy provintsii (petrokhimicheskiy aspekt) [Geodynamic control of the placement of kimberlite fields in the central and northern parts of the Yakut kimberlite province (petrochemical aspect)], Vestnik Voronezhskogo gosuniversiteta. Geologiya, 2000, No. 3, pp. 37–55. (In Russ.)
4. Zinchuk N. N. Vliyaniye vtorichnykh mineralov na oblik i sostav kimberlitovykh porod [Influence of secondary minerals on the appearance and composition of kimberlite rocks], Geologiya i geofizika, 1998, V. 39, No. 12, pp. 1704–1715. (In Russ.)
5. Zinchuk N. N. Geologicheskiye issledovaniya pri poiskakhalmaznykh mestorozhdeniy [Geological research in the search for diamond deposits], Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya, 2021, No. 4, pp. 35–52. (In Russ.)
6. Zinchuk N. N. Geologo-tektonicheskoye stroyeniye i osobennosti razvitiya Sibirskoy platformy v svyazi salmazopoiskovymi rabotami [Geological and tectonic structure and features of the development of the Siberian platform in connection with diamond prospecting operations], Otechestvennaya geologiya, 2024, No. 3, pp. 43–72. (In Russ.)
7. Zinchuk N. N. Dokembriyskiye istochnikialmazov v rossypakh fanerozooya [Precambrian sources of diamonds in Phanerozoic placers], Vestnik Voronezhskogo un-ta. Geologiya, 2021, No. 3, pp. 50–61. (In Russ.)
8. Zinchuk N. N. Kory vyvetrivaniya i ikh rol v formirovaniipostkimberlitovykh osadochnykh tolshch [Weathering crusts and their role in the formation of post-kimberlite sedimentary strata], Rudy i metally [Ores and metals], 2022, No. 2, pp. 100–120. (In Russ.)
9. Zinchuk N. N. Kremnistyye mineraly v kimberlitakh [Siliceous minerals in kimberlites], Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya, 2022, No. 4, pp. 38–52. (In Russ.)
10. Zinchuk N. N. Litologo-stratigraficheskiye issledovaniya prialmazopoiskovykh rabotakh [Lithological and stratigraphic studies during diamond prospecting], Vestnik SVFU. Nauki o Zemle, 2023, No. 1 (29), pp. 5–28. (In Russ.)
11. Zinchuk N. N. O geologo-poiskovykh tipakh kimberlitovykh trubok [On geological exploration types of kimberlite pipes], Izvestiya Komi NTS UrO RAN. Nauki o Zemle, 2023, No. 2 (60), pp. 43–56. (In Russ.)

12. Zinchuk N. N. O geokhimicheskikh osobennostyakh raznovozrastnykh obrazovaniyalmazoperspektivnykh territoriy [On the geochemical features of formations of different ages in diamond-promising territories], *Otechestvennaya geologiya*, 2023, No. 1, pp. 42–55. (In Russ.)
13. Zinchuk N. N. O nekotorykh osobennostyakh regionalnoy poiskovoy almaznoy mineralogii [On some features of regional diamond prospecting mineralogy], *Vestnik Permskogo gosuniversiteta. Geologiya*, 2024, V. 23, No. 2, pp. 152–172. (In Russ.)
14. Zinchuk N. N. Ob osnovnykh istochnikakh glinistyykh mineralov v mezozoysskikh kontinentalnykh almazonosnykh otlozheniyakh Zapadnoy Yakutii [On the main sources of clay minerals in the Mesozoic continental diamond-bearing deposits of Western Yakutia], *Geologiya i geofizika*, 1982, No. 8, pp. 81–90. (In Russ.)
15. Zinchuk N. N. Ob osobennostyakh sloistyykh silikatov v otlozheniyakh razlichnykh osadochnyykh formatsiy [On the Features of Layered Silicates in Deposits of Various Sedimentary Formations], *Problemy mineralogii, petrografii i metallogenii. Nauchnyye chteniya pamyati P. N. Chirvinskogo*, Is. 27, Perm, PGNU publ., 2024, pp. 32–49. (In Russ.)
16. Zinchuk N. N. Opyt litologo-mineralogicheskikh issledovaniy drevnykh osadochnyykh tolshch v svyazi s almazoposkovymi rabotami (na primere Sibirskoy platformy) [Experience of lithological and mineralogical studies of ancient sedimentary strata in connection with diamond prospecting operations (using the Siberian platform as an example)], *Vestnik Voronezhskogo gosuniversiteta. Geologiya*, 2014, No. 1, pp. 13–19. (In Russ.)
17. Zinchuk N. N. Osobennosti gidrotermalnogo i gipergennogo izmeneniya slyudistyykh kimberlitov [Features of hydrothermal and supergene alteration of mica kimberlites], *Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya*, 2023, V. 22, No. 1, pp. 32–50. (In Russ.)
18. Zinchuk N. N. Osobennosti kaltsita iz kimberlitovykh porod [Features of calcite from kimberlite rocks], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2023, No. 2, pp. 28–43. (In Russ.)
19. Zinchuk N. N. Osobennosti magnetita iz kimberlitovykh porod [Features of magnetite from kimberlite rocks], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2024, No. 3, pp. 32–47. (In Russ.)
20. Zinchuk N. N. Osobennosti mineralov slyud v kimberlitakh [Features of mica minerals in kimberlites], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2018, No. 2, pp. 29–39. (In Russ.)
21. Zinchuk N. N. Osobennosti petrograficheskogo izucheniya kimberlitovykh porod [Features of petrographic study of kimberlite rocks], *Otechestvennaya geologiya*, 2022, No. 4, pp. 34–49. (In Russ.)
22. Zinchuk N. N. Osobennosti rasprostraneniya i genezisa nekotorykh karbonatnykh mineralov v kimberlitovykh porodakh (na primere Sibirskoy platformy) [Features of the distribution and genesis of some carbonate minerals in kimberlite rocks (using the Siberian platform as an example)], *Otechestvennaya geologiya*, 2023, No. 6, pp. 62–77. (In Russ.)
23. Zinchuk N. N. Osobennosti sostava i raspredeleniya slyudistyykh obrazovaniy v kimberlitovykh porodakh Yakutii [Features of the composition and distribution of mica formations in kimberlite rocks of Yakutia], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka*, 1991, No. 7, pp. 58–66. (In Russ.)
24. Zinchuk N. N. Osobennosti stroyeniya i sostava kory vyvetrivaniya na tufogennykh obrazovaniyakh v almazonosnykh regionakh Sibirskoy platformy [Features of the structure and composition of the weathering crust on tuffaceous formations in diamond-bearing regions of the Siberian platform], *Byulleten MOIP. Otdel geologicheskii*, 2015, V. 90, No. 4, pp. 42–52. (In Russ.)
25. Zinchuk N. N. Osobennosti sulfidov v kimberlitovykh porodakh [Features of sulfides in kimberlite rocks], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2023, No. 4, pp. 47–62. (In Russ.)
26. Zinchuk N. N. Rol petrologo-mineralogicheskikh i geokhimicheskikh issledovaniy v otsenke potentsialnoy almazonosnosti kimberlitov [The role of petrological-mineralogical and geochemical studies in assessing the potential diamond content of kimberlites], *Otechestvennaya geologiya*, 2022, No. 1, pp. 36–47. (In Russ.)
27. Zinchuk N. N. Sulfaty v kimberlitovykh porodakh [Sulfates in kimberlite rocks], *Otechestvennaya geologiya*, 2023, No. 2, pp. 56–72. (In Russ.)
28. Zinchuk N. N. Tipomorfnyye svoystva indikatornykh mineralov kimberlitov i ikh ispolzovaniye pri prognozirovanii mestorozhdeniy almaza na Sibirskoy platforme [Typomorphic properties of indicator minerals of kimberlites and their use in predicting diamond deposits on the Siberian platform], *Otechestvennaya geologiya*, 2021, No. 2, pp. 41–56. (In Russ.)
29. Zinchuk N. N., Afanasyev V. P. Geneticheskiye tipy i osnovnyye zakonomernosti formirovaniya almazonosnykh rossypey [Genetic types and basic patterns of formation of diamond-bearing placers], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka*, 1998, No. 2, pp. 66–71. (In Russ.)
30. Zinchuk N. N., Boris Ye. I. O kontsentratsii produktov pereotlozheniya kor vyvetrivaniya v verkhne-paleozoysskikh osadochnyykh tolshchakh vostochnogo borta Tungusskoy sineklizy [On the concentration of products of redeposition of weathering crusts in the Upper Paleozoic sedimentary strata of the eastern side of the Tunguska syncline], *Geologiya i geofizika*, 1981, No. 8, pp. 22–29. (In Russ.)
31. Zinchuk N. N., Zinchuk M. N., Kotelnikov D. D., Shlykov V. G., Zhukhlistov A. P. Strukturno-kristallo-

- khimicheskiye preobrazovaniya sloistykh mineralov na raznykh stadiyakh gipergennogo izmeneniya kimberlitov [Structural and crystallochemical transformations of layered minerals at different stages of hypogene alteration of kimberlites], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka*, 2002, No. 1, pp. 47–60. (In Russ.)
32. *Zinchuk N. N., Kotelnikov D. D., Gorshkov A. I.* Identifikatsiya i genezis lizardit-saponitovogo smeshanosloynogo obrazovaniya v kimberlitakh odnoy iz trubok Yuzhnoy Afriki [Identification and genesis of a lizardite-saponite mixed-layer formation in kimberlites of one of the pipes of South Africa], *Litologiya i poleznyye iskopayemye*, 2003, No. 1, pp. 87–96. (In Russ.)
 33. *Zinchuk N. N., Kotelnikov D. D., Sokolov V. N.* Izmeneniye mineralnogo sostava i strukturnykh osobennostey kimberlitov Yakutii v protsesse vyvetrivaniya [Changes in the mineral composition and structural features of Yakutia kimberlites during weathering], *Geologiya i geofizika*, 1982, No. 2, pp. 42–53. (In Russ.)
 34. *Kotelnikov D. D., Zinchuk N. N.* Ob anomalii obshchey skhemy preobrazovaniya razbukhayushchikh glinistykh mineralov pri pogruzhении soderzhashchikh ikh otlozheniy v stratisferu [On the anomaly of the general scheme of transformation of swelling clay minerals during the immersion of sediments containing them into the stratisphere], *Vestnik Voronezhskogo gosuniversiteta. Seriya geologiya*, 2003, No. 2, pp. 57–68. (In Russ.)
 35. *Kotelnikov D. D., Zinchuk N. N.* Tipomorfnyye osobennosti i paleogeograficheskoye znachenie slyudistykh mineralov [Typomorphic features and paleogeographical significance of mica minerals], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka*, 1996, No. 1, pp. 53–61. (In Russ.)
 36. *Kotelnikov D. D., Zinchuk N. N.* Usloviya nakopleniya i postsedimentatsionnogo preobrazovaniya glinistykh mineralov v osadochnom chekhle zemnoy kory [Conditions for the accumulation and post-sedimentation transformation of clay minerals in the sedimentary cover of the earth's crust], *Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya*, 2001, No. 12, pp. 45–51. (In Russ.)
 37. *Kotelnikov D. D., Zinchuk N. N.* Osobennosti glinistykh mineralov v otlozheniyakh razlichnykh osadochnykh formatsiy [Features of clay minerals in deposits of various sedimentary formations], *Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedeniy. Geologiya i razvedka*, 1997, No. 2, pp. 53–63. (In Russ.)
 38. *Kharkiv A. D., Zuyenko V. V., Zinchuk N. N., Kryuchkov A. I., Ukhanov A. V., Bogatykh M. M.* Petrokhimiya kimberlitov [Petrochemistry of kimberlites], Moscow, Nedra publ., 1991, 304 p. (In Russ.)
 39. *Serov I. V., Garanin V. K., Zinchuk N. N., Rotman A. Ya.* Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform, *Petrology*, 2001, V. 9, No. 6, pp. 576–588.
 40. *Vasilenko V. B., Kuznetsova L. G., Volkova N. I., Zinchuk N. N., Krasavchikov V. O.* Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry, *Jornal of Geochemical Exploration*, 2002, V. 76, No. 2, pp. 93–112.

Статья поступила в редакцию 05.08.24; одобрена после рецензирования 20.11.24; принята к публикации 20.11.24.
The article was submitted 05.08.24; approved after reviewing 20.11.24; accepted for publication 20.11.24.

Памяти Александра Ивановича Донца



23.08.1938–11.02.2025

11 февраля 2025 г. ушёл из жизни **Александр Иванович Донец**, известный специалист в области геологии и методов поисков месторождений цветных металлов, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник отдела цветных металлов ФГБУ «ЦНИГРИ».

рождений с учётом их ассоциаций с другими типами месторождений. Особенно плодотворными были исследования по проблеме парагенезиса свинцово-цинковых месторождений и нефти в осадочных бассейнах. В результате А. И. Донцом вместе с коллегами на основе систематизации обширной информации по отечественным и зарубежным объектам создана система моделей стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах – геолого-промышленных количественных, прогнозно-поисковых, параметрических, морфометрических, концентрационных, а также геолого-генетических, в которых месторождения рассматриваются как производные термальных хлоридных рассолов. Эти исследования составили основу его докторской диссертации «Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах – типизация и основы прогноза» (2003 г.).

Вся деятельность Александра Ивановича увязана с запросами практики, что привело к обнаружению новых рудоносных площадей. В качестве технического руководителя по цветным и благородным металлам он неоднократно оказывал помощь геологическим службам Судана и Болгарии, участвуя в ревизионно-оценочных работах.

В последнее время А. И. Донец участвовал в НИР по апробации площадей, выделенных для постановки прогнозно-поисковых работ на цветные и благородные металлы в пределах Алтае-Саяно-Енисейской минерагенической области. Результаты исследований А. И. Донца отражены в многочисленных производственных отчётах и печатных трудах, в том числе в пяти монографиях.

А. И. Донец был членом учёного и диссертационного советов ФГБУ «ЦНИГРИ», награждён медалями «Ветеран труда», «В память 850-летия Москвы» и знаками «Отличник разведки недр», «Почётный разведчик недр», отмечен Почётными грамотами МПР России, грамотами института.

А. И. Донец после окончания в 1961 г. Московского института цветных металлов им. М. И. Калинина работал геологом и старшим геологом в экспедициях Сахалинского геологического управления, где занимался геолого-съёмочными работами масштаба 1 : 50 000 на хромиты, золото и редкие элементы.

В 1966 г. А. И. Донец поступил в ЦНИГРИ, где проработал почти 60 лет. Изучал закономерности размещения свинцово-цинковых руд, структуры рудных полей и месторождений, проводя минералого-геохимические и структурные исследования на ряде объектов Озёрнинского рудного узла (Бурятия) и Хандизинского рудного поля (Южный Узбекистан). В 1972 г. он защитил кандидатскую диссертацию по Озёрнинскому рудному району.

В дальнейшем, специализируясь на изучении свинцово-цинковых месторождений, разрабатывал методы и методики прогнозирования и поисков (прогнозно-поисковые комплексы) месторождений свинца и цинка в карбонатных и вулканогенно-карбонатных формациях Якутии, Средней Азии, Казахстана. В этот же период участвовал в работах по созданию многофакторных моделей месторождений цветных металлов, а также в разработке принципов прогноза место-

*Учёный совет ЦНИГРИ
Коллеги, друзья*

Памяти Николая Викторовича Бондаренко



01.12.1962–08.04.2025

8 апреля 2025 г. ушёл из жизни **Николай Викторович Бондаренко**, кандидат геолого-минералогических наук, начальник отдела благородных металлов, первооткрыватель месторождения Делювиальное.

ра западного фрагмента Яно-Колымской провинции (Полярник, Хоспох, Роговиковое, Туманное-2, Джайба, Учуй и др.), месторождениях золота (Ган-Андреевское, Галечное); проявлениях серебра (Болчагор, Ветреное); крупном месторождении серебра Кимпиче; ильменит-циркониевых россыпных месторождениях (Мозамбик).

Результаты работ Николая Викторовича легли в основу оценки прогнозных ресурсов и подсчёта запасов месторождений Сиреневый камень, Кимпиче, Галечное, Пебане, Метанж.

В 2017 г. Н. В. Бондаренко вернулся на работу в ЦНИГРИ в качестве одного из основных исполнителей; участвовал в составлении отчёта «Выполнение информационно-аналитических, прогнозно-ревизионных, опытно-методических исследований, связанных с воспроизводством минерально-сырьевой базы благородных, цветных металлов и алмазов».

В 2020 г. Николай Викторович возглавил отдел благородных металлов. Под его руководством и непосредственном участии активно развивались работы по Госзаданию и договорам по объектам: Ылэн, Мечивеем, Анаджакан, Кизас, Учуй, Мурун, Шилгон, Делювиальный, Иендинская, Бугарихтинская, Право-Туостахская, Аленгуйская, Рукосуевская, Чалбыкан-Хилтанская, Черемная площади, Полярник, Уконик, Олбот и др.

С 2003 г. Николай Викторович активно совмещал производственную и научную деятельность с преподаванием в РГГРУ/МГРИ им. С. Орджоникидзе на кафедре минералогии и геохимии в должности доцента: вёл основные (минералогия, геохимия) и специальные курсы (термобарогеохимия, технологическая минералогия, минералогическое картирование).

В 2009 г. Николай Викторович защитил диссертацию на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук по теме «Геолого-структурная позиция чароитов месторождения “Сиреневый камень”».

После окончания МГУ им. Ломоносова с 1986 по 1992 гг. Николай Викторович работал в ЦНИГРИ в отделе геологии алмазов, в таких регионах, как центральная Якутия, Архангельская область, юг Кольского полуострова, Центральные Кызылкумы. Являлся ответственным исполнителем по все-союзному проекту «Лампроит».

За время работы в ЦНИГРИ был ответственным исполнителем и соавтором отчетов.

С 1993 по 2017 гг. Николай Викторович работал в производственных организациях ПГО «Сосновгеология», ПГО «Северкварцсамоцветы», ОАО «Янгеология», участвовал в ряде зарубежных проектов ОА «Димерара Голд» (Гайана), Tazetta Resources (Мозамбик) и др.

За это время под руководством Николая Викторовича и при его непосредственном участии были проведены ГРР на ряде проявлений и месторождений алмазов: в Центральной и Южной Якутии (Толуопское, Далдыно-Алакитское рудные поля, Олондинская и Джегинская перспективные площади); месторождении чароита Сиреневый камень (Чаро-Токкинский район Якутии); проявлении изумрудов и бериллия Среднего Урала; проявлениях и месторождениях золота и серебра

В 2014 г. Н. В. Бондаренко перешел на кафедру «Литологии и геологии нефти и газа», где вел курсы: нефтегазоносные провинции, Крымская геологосъемочная практика. Также Николай Викторович проводил научную работу с ВНИГНИ по проблеме генерации углеводородов неорганического генезиса в Предуралье, Тимане и Поволжье.

За период работы в РГГРУ с 2003 по 2017 гг. он подготовил и выпустил более 80 дипломников. Учебный процесс Николай Викторович совмещал с работой по внешним контрактам:

- 2003–2004 гг. с Уральским Горным Университетом и Режевским минералогическим заказником на Среднем Урале;
- 2005 г. с ОАО «Конгорхромразведка» на Полярном Урале;
- 2006 г. с ИМГРЭ по проекту «Полярный Урал-промышленный» на Северном Урале;
- 2007–2011 гг. с ОАО «Янгеология» по текущим проектам организации в Якутии, где основными направлениями работ были поиск, оценка и разведка коренных месторождений золота и серебра, ГДП-200;
- 2011 г. в рамках проектов АО «Димерара Голд» в Гайане (Южная Америка) руководил рабочей группой, где главными направлениями работ были минералогический анализ шлихов, определение типоморфных признаков золота при проведении поисково-оценочных работ на коренное и россыпное золото, рекомендации на проведение дальнейших ГРП;
- 2012 г. с АО ГАЭ (Горно-Алтайская экспедиция) проводил поисковые работы на коренное золото на Коргончиковском участке;
- 2012–2013 гг. работал главным геологом компании Tazetta Resources в Мозамбике, где в его обязанности входили построение разрезов, карт схем, разработка геологических и геоморфологических легенд, контроль работы аналитической лаборатории, написание отчетов, стратегическое планирование, поиски, оценка, подсчет запасов прибрежно-морских ильменит-циркониевых россыпей, определение основных направлений ГРП и развитие компании;
- 2014 г. в ООО «НПО УГГУ» (г. Екатеринбург) был руководителем временного трудового коллектива с основным направлением работ по написанию отчета о запасах и ресурсах месторождения марганца Трехгранное (Челябинская обл.) в соответствии с требованиями кодекса JORC;
- 2014–2017 гг. проводил ряд краткосрочных частных контрактов по геологии месторождений золота в Танзании, Эфиопии, Мьянме, Чили, Перу, Габоне и др.

Результаты многолетних трудов и исследований нашли своё отражение более чем в 150 производственных отчетах и многочисленных печатных работах.

Николай Викторович пользовался заслуженным уважением друзей, коллег, студентов и аспирантов. Высокий профессионализм, преданность своему делу, широчайшая эрудиция и энциклопедические знания, отзывчивость и доброжелательное отношение к окружающим его людям навсегда останутся в памяти всех, кто знал Николая Викторовича.

*Учёный совет ЦНИГРИ
Коллеги, друзья*