



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ТЕРМОБАРО-
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ**

НОВОСИБИРСК - 1981

**АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ**

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК-1981

В сборнике отражены основные результаты научных исследований, выполнявшихся в лабораториях минералообразующих растворов и минералогии Института геологии и геофизики СО АН СССР в 1976–1980 гг. по темам: "Термодинамические параметры и анализ процессов минералообразования в земной коре", "Особенности химизма и условия образования минералов в магматогенных процессах", "Термобарогеохимические исследования условий магматического, метаморфического и аутигенно-осадочного минералообразования".

Сборник включает статьи, посвященные исследованиям процессов ударного и регионального метаморфизма, процессов магматической кристаллизации вулканитов, субвулканических и плутонических пород известково-щелочного и щелочного состава, исследованиям включений в пегматитах и постмагматических образованиях. Специальный раздел посвящен вопросам газового анализа включений.

Материалы сборника представляют интерес для широкого круга геологов, интересующихся физико-химическими условиями кристаллизации изверженных и метаморфических горных пород, а также вопросами постмагматического минералообразования и рудогенеза, решаемыми методами термобарогеохимии (по включениям в минералах и стеклах).

Ответственные редакторы:

Ю.А.Долгов, И.Т.Бакуменко

Редколлегия:

Ю.А.Долгов, И.Т.Бакуменко, Н.Ф.Красов, И.В.Моторина

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

а. Геолого-минералогические исследования
по проблеме ударного метаморфизма
(на примере некоторых астроблем)

Попигайский кратер. Геологические результаты. Разработана схематическая классификация образований кратера и составлены представления об его строении и механизме образования основных черт морфоструктуры, отличные от высказанных ранее в рамках импактной гипотезы В. Л. Масайтисом. Предлагаемая классификация попигайских образований построена таким образом, чтобы отразить следующее: а) степень ударного метаморфизма исходных пород мишени; б) способ перемещения изменённых продуктов на стадии эскавации кратера; в) их место в структуре кратера.

Аллогенный комплекс образований структуры отлагался двумя способами: а) в виде радиально растекавшихся из центра подвижных смесей раскалённых и расплавленных масс, обломков и крупных фрагментов исходных пород мишени (отложения центростремительного донного потока); б) в виде султана выбросов стекловато-обломочного материала (отложения взрывного облака). "донная" группа фаций, представленная клиппенами, мегабрекчиями, стекловато-обломочными брекчиями и тагамитами, "выстилает" днище кратерной воронки, захороненная под толщей отложений взрывного облака (эювитов). Судя по контактам, оба типа эскавации не были чётко разграничены и постепенно сменяли друг друга (кроме периферии кратера, где импактиты отлагались с коротким временным перерывом, когда уже заторможенные фронтальные языки мегабрекчий и клиппенов были настигнуты и перекрыты раскалённым материалом тыловой части донного потока и отложениями взрывного облака).

Фронтальная кромка линзы тагамитов и спёкшихся брекчий по периферии кратера, отпрепарированная эрозией от более рыхлых донных фаций и эювитов, отчётливо выражается в качестве элемента морфоструктуры кратера – I внутреннего кольцевого вала.

Мощная линза деформированных и брекчированных архейских пород основания, залегающая под днищем кратера, выгибается к по-

верхности структуры, слагая осевую часть II внутреннего кольцевого вала. Геологические признаки движения фрагментов архейских пород этого вала совместно с раскалёнными массами тагамитов, зювитов и других аллогенных образований указывают, что данное кольцевое поднятие возникло быстро, на стадии ударно-взрывной эскавации кратера, и является сингенетичным элементом его морфоструктуры. Отсюда следует, что верхняя часть линзы раздробленных архейских пород основания кратера испытала быстрые смещения значительной амплитуды и является специфической составной частью комплекса аллогенных фаций структуры.

На склонах кольцевого поднятия архейских гнейсов развивались центробежные и центростремительные потоки и оползни горячих масс донных отложений и зювитов. Языки тагамитов, которые перекрыли горизонты зювитов по внешнему склону поднятия, имитировали ложное расчленение единого комплекса пород кратера на две "разновозрастные" толщи. Языки тагамитов, стекавшие со внутреннего склона поднятия, реализовались в кольцевую систему "даек" и "силлов", выделяемую в качестве III внутреннего кольцевого вала — наложенного элемента морфоструктуры кратера.

За неимением возможности подробно изложить в данной статье особенности, вещественный состав, зональность и классификацию образований Попигаевского кратера, интерпретированные в нашем понимании процесса, мы отсылаем читателя к соответствующим работам [23,24]. Заканчивая геологический обзор по этой астроблеме, отметим, что в сравнении с малыми-средними кратерами, процесс эскавации гигантского кратера оказывается гораздо более сложным и дифференцированным как сам по себе, так и по своим последствиям, определяющим дальнейшую геологическую историю объекта. Различия фиксируются в структуре и морфоструктуре, а также в специфике и наборе импактных фаций.

Минералого-геохимические данные. Сравнительным изучением обнаружено [26, 35], что ассоциации включений исходного кварца пород мишени в кварцевом стекле существенно модифицированы. Изменилась морфология включений: вместо сложно-негативных, они приобрели округлые и сферические формы. Наблюдается распад включений, обусловленный взрыванием и селективной сепарацией содержимого одних из них, или быстрой расшнуровкой других, особенно многофазовых включений сложной морфологии. Массовый рас-

пад включений на фоне значительной неравномерности ударного метаморфизма минерала привёл к появлению в некоторых стёклах исключительно пёстрых ассоциаций сингенетических включений. Даже в пределах одного и того же обособления кварцевого стекла такие ассоциации могут быть представлены разнообразными газовыми, газозо-жидкими с различным соотношением фаз (в том числе, и аномально высокоплотными) и даже всецело жидкими одновременно сосуществующими включениями. К этому добавляется "пестрота" в степени насыщения флюида "солевым" компонентом: включения с одной или несколькими прозрачными кристаллическими фазами, без твёрдых фаз, с непрозрачными твёрдыми фазами. Вид и температура гомогенизации в пределах групп таких включений самые разнообразные; в частности, температуры варьируют от 150⁰ до 700⁰С и выше. Резко разноплотные флюидные включения более характерны для диалектического стекла, в то время как в перегретых "вскипевших" лешательеритах плотностные контрасты включений обычно более ровные. Тем не менее, в некоторых лешательеритах с явными следами флюидалности отмечены ассоциации резко разноплотных включений: сосуществующих газовых и газозо-жидких, в том числе, с преобладанием жидкой фазы в составе включения. Появление таких специфических ассоциаций включений, вероятно, связано с отмеченной недавно А.А.Вальтером возможностью метастабильного плавления кристобалита (1400-1450⁰С) при ударном метаморфизме. Твёрдые включения исходного кварца в диалектическом стекле переплавлены (полевои шпат?) или без изменений (рутил). В лешательеритах обычно переплавлен и рутил (температура его плавления 1860⁰С). Кроме модифицированных родственных включений, в кварцевых стёклах появляются внедрения-кумуляты ксеногенных расплавов и флюидов.

Аномальные ассоциации флюидных, твёрдых и затвердевших включений, обнаруженные в мономинеральных кварцевых стёклах, и невероятные для эндогенного минералообразования, выделены в качестве специфических ударно-реликтовых парагенезисов.

Газовая фаза включений характеризуется общей восстановительной спецификой: постоянно отсутствует свободный кислород, но широко распространены Н₂, СО и углеводородные газы.

Проблема идентификации метеоритного вещества в импактитах Попигайского кратера особенно актуальна. Ранее проведёнными ис-

следованиями (Вишневский, 1975; Масайтис, Сисоев, 1975) в его породах были обнаружены шарики никельстого троилит-пирротина. Нашими исследованиями [20] установлено, что в исходных архейских гнейсах мишени, за счёт плавления которых возникли тагамиты, также содержится акцессорный никелистый пирротин (никеля до 6 вес.%), который и послужил источником вещества троилит-пирротиновых глобул в попигайских импактитах.

Карский кратер. По размерам (диаметр порядка 50 км) этот кратер относится к такому же классу объектов, что и Попигайский, но существенно отличается от него по структуре и составу импактных фаций. В структурном отношении Карская астроблема представляет сложный кратер с центральным поднятием. С невозмущённым обрамлением по периферии кратер сочленяется через зону перемещённых блоков, представленную беспорядочным нагромождением клиппенов пермских, каменноугольных и других исходных пород региона. Клиппены цементированы брекчиями трения, мегабрекчиями и импактными брекчиями. Шлейфы мегабрекчий, наблюдаемые по периферии кратера совместно с клиппенами, аналогичны по структуре попигайским: такие же хаотические смеси пёстрых по составу (разности всех или почти всех пород мишени в пределах одного обнажения) и размерам (от I до 100 м в поперечнике) обломков, связанных литовитрокластическим псефито-псаммитовым материалом. Импактные брекчии, сопровождающие клиппены и мегабрекчии, обладают весьма изменчивой объёмной структурой, что выражено в неоднородной консолидации породы, переменном соотношении стекловатого и обломочного компонентов и вариациях вещественного состава обломков. Взаимоотношения клиппенов, мегабрекчий и импактных брекчий, характеризующиеся следами смещения, позволяют рассматривать их совокупность как отложения центробежного донного потока подвижных масс, растекавшихся из центра кратера. "Завихряющиеся", пластично деформированные массы сваренных игнимбритовидных пород, залегающие среди мегабрекчий и литовитрокластических брекчий, указывают, что в составе этого потока принимали участие "струи" более насыщенного комками стекла раскалённого материала. Нередко среди сваренных брекчий встречаются разности, содержащие множество крупных (от первых дм до первых м) комков пластично деформированного гетерогенного стекла. Наконец, в составе донных потоков перемещались отдельные компактные массы сплошного импакт-

ного расплава, фиксируемые в виде разрозненных тел объёмом в первые десятки, сотни и тысячи кубических метров (тагамиты р. Анороги, побережья Карского моря). В отличие от Попигаевского кратера тагамиты и сваренные брекчии Карской структуры не образуют более или менее сплошного покрова, выстилающего дно кратерной воронки. "Донные" фации краевой части кратера с постепенным градиционным переходом сменяются монотонной толщей умеренно консолидированных лито-витрокластических отложений взрывного облака (эвзитов), выше по разрезу выполняющих воронку кратера.

К востоку и северо-востоку от борта кратера, на удалении от него до 15-30 км, фрагментарно сохранились залегающие на ненарушенных пермских породах отдельные пятна-покровы "донных" фаций (мегабрекчии, импактные брекчии, тагамиты), со следами турбулентного смешения. Эти остатки, по-видимому, некогда сплошного покрова - свидетельство подвижности материала центробежного донного потока, который "растекался" на столь большие расстояния. Вероятно, потоки были чрезвычайно флюидизированы парами трещинной и поровой влаги переработанных исходных пород.

Минералогическими исследованиями закалённого лешательерита и диалектического кварцевого стекла из эвзитов кратера был обнаружен коэзит, идентифицированный по данным рентгеноструктурного и ИК-спектрометрического анализа и в шлифах [21].

Кратер Жаманшин. В комках закалённого кварцевого стекла из аллогенных брекчий кратера (материал предоставлен Г.М.Ивановой) методами минералогического, рентгеноструктурного и ИК-спектрометрического анализа был идентифицирован коэзит. Отличительная особенность находки - необычно высокое валовое содержание коэзита в изменённом кварце - до 60 вес.% - впервые отмечается для импактных кратеров. Обнаруженный коэзит - первая достоверная находка высокобарических минералов в брекчиях кратера [22].

Кратер Рис (ФРГ). В кооперации с проф. Р. Ростом из Праги получены новые данные об импактитах кратера на материале эвзитов из различных пунктов этой астроблемы [72].

В импактных стёклах Риса обнаружены разноплотные газовые пузырьки (давления от 0.3 до 0.001 атм и ниже при 20°C), одновременно сосуществующие в одном и том же комке стекла. Состав газов индивидуальных включений, определённый по известной методике (Долгов, Шугурова, 1966), также варьирует от включения к

включению; общей особенностью при этом является восстановительный состав газовой фазы: нет свободного кислорода, но нередки H_2 (до 35 объ.%) и углеводородные газы (до 33 объ.%). По составу и давлению газов во включениях стёкла Риса обнаруживают сходство с некоторыми тектитами (Долгов и др., 1969, 1971). В такой аналогии находит поддержку гипотеза земного импактного генезиса тектитов, специфика состава и давления газов в пузырьках которых (отсутствие O_2 и глубокий вакуум) долгое время считалась несомненным доказательством выплавления тектитного стекла в космическом пространстве.

Минералогическими исследованиями в импактных стёклах Риса обнаружены мелкие алмаз-лонсдейлитовые текстурированные поликристаллы, идентифицированные по данным рентгеноструктурного и минералогического анализа [72]. Источником углерода этих алмазов, по аналогии с другими импактными кратерами, мог послужить ударно-метаморфизованный графит из гнейсоподобных пород мишени.

Результаты проведённых исследований могут быть использованы как для целей идентификации большинства из рассмотренных астроблем, так и для решения некоторых генетических вопросов по проблемам импактных взаимодействий.

б. Термобарогеохимические исследования метаморфических пород

Величины давления при метаморфизме пород различных фаций.

На основе изучения метаморфогенных включений определены величины давления при метаморфизме конкретных метаморфических комплексов (табл. I).

Метод определения давления по метаморфогенным включениям впервые был предложен и обоснован Ю.А. Долговым с соавторами (Долгов и др., 1967; Долгов, 1970). Используемые РТУ-диаграммы состояния для чистых CO_2 , CH_4 и N_2 построены с учетом последних опубликованных экспериментальных, экстраполяционных и расчетных данных.

Полученные данные подтверждают известное предположение о том, что Сутамские гранулиты метаморфизованы в условиях больших давлений (до 8,5 кбар) по сравнению с гранулитами западной части Алданского щита (до 6,0 кбар). Чогарский гранулитовый комплекс

Т а б л и ц а I

Величины давления при метаморфизме пород различных фаций, полученные на основании изучения метаморфогенных включений углекислоты и азота

| Минералы | $T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$ | Удельные объемы, см ³ /г | P, кбар |
|--|----------------------------------|-------------------------------------|----------|
| Эклогиты (Якутия; Щерблиц, ГДР) | | | |
| Гранат | от <-195 до -188 | < 1,244-1,297 | > 15 |
| Гранулиты чогарского комплекса (Становой хребет) | | | |
| Кварц | от -42 до -27 | 0,89-0,94 | до 10-11 |
| Гранулиты Сутамского района (Алданский щит) | | | |
| Сапфирин | от -27 до -25 | 0,94-0,95 | до 8,5 |
| Плагиоклаз | от -27 до -23 | 0,94-0,956 | до 8,5 |
| Гранат | от -22 до -10 | 0,96-1,02 | до 7,5 |
| Силлиманит | от -18 до -10 | 0,978-1,02 | до 7,5 |
| Кварц | от -20 до -10 | 0,97-1,02 | до 7,5 |
| Гранулиты Беломорского комплекса (район губы Поньгоми) | | | |
| Гранат | от -33 до -30 | 0,92-0,93 | до 8,5 |
| Кварц | от -33 до -30 | 0,92-0,93 | до 8,5 |
| Чарнокиты Канского комплекса (Южно-Енисейский кряж) | | | |
| Кварц | от -24 до -14 | 0,95-0,997 | до 8,0 |
| Плагиоклаз | от -21 до -15 | 0,965-0,992 | до 8,0 |
| Гранулиты западной части Алданского щита (верхнеалданская свита) | | | |
| Гранат | от -3 до +5 | 1,066-1,12 | до 6,0 |
| Силлиманит | от -3 до +5 | 1,066-1,12 | до 6,0 |
| Кварц | от -3 до +5 | 1,066-1,12 | до 6,0 |
| Породы амфиболитовой фации западной части Алданского щита (верхнеалданская свита) | | | |
| Кварц | от -3 до +5 | 1,066-1,12 | до 6,0 |
| Метаморфические породы Южно-Чуйского хребта | | | |
| Дистен | от -190 до -184 | 1,281-1,331 | до 8,0 |
| Андалузит | от -172 до -160 | 1,459-1,662 | до 5,5 |
| Кварц | от -160 до -150 | 1,499-1,077 | до 5,5 |
| Кварц | от -21 до -13 | 0,96-1,0 | до 6,0 |

характеризуется наибольшими величинами давлений (до I0-II кбар) из всех изученных гранулитовых комплексов [85].

Давление, оцененное для листенсодержащих пород Южно-Чуйского хребта (до 8 кбар), значительно превышает величину давления (до 5,5 кбар) для андалузитсодержащих пород того же района и тем самым подтверждается установленное ранее некоторыми исследователями (Кепежинская, 1971) существование значительных по величине колебаний давления в приблизительно изотермических зонах метаморфического комплекса Южно-Чуйского хребта.

Исследования показали, что формирование "гранулированного" кварца хр. Борус (Зап.Саян) происходило в условиях достаточно высоких давлений (до 7 кбар) и, следовательно, жадеитовые породы, которые пространственно и генетически связаны с "гранулированным" кварцем, по-видимому, также образовались при давлении более 7 кбар. Тем самым на примере Борусского офиолитового пояса получены данные, подтверждающие предположение о высоком давлении при образовании жадеита (Добрецов, 1963).

Определенное по метаморфогенным включениям давление флюида при формировании эклогитов из ксенолитов кимберлитовых трубок Якутии и из прослоев среди перидотитов Цеблиц, ГДР (Соболев, 1974) составляет II-15 кбар. Следует отметить, что приведенные цифры характеризуют минимально возможное давление при образовании указанных эклогитов, поскольку по техническим причинам не удалось замерить удельные объемы азота в большинстве включений, гомогенизация которых, по-видимому, осуществляется при более низких температурах. Тем не менее, даже в этом случае эти величины давления являются самыми большими из всех определенных нами давлений для самых различных метаморфических комплексов.

Температуры метаморфизма. Выявление раскристаллизованных включений расплава в кварце жильного материала позволило не только показать участие расплава в формировании некоторых типов мигматитов, но и определить температуру его кристаллизации (табл.2).

Тем самым была подтверждена возможность образования анатектических расплавов в процессе высокотемпературного метаморфизма. Получены более низкие температуры генерации и кристаллизации анатектических расплавов в условиях амфиболитовой фации (700-710°C) Мынчукурского блока и Южно-Чуйского хребта по сравнению с амфиболитовой (800-830°C) и гранулитовой фациями (860-

880°C) западной части Алданского щита [26₀]. Установлено, что помимо воды, вторым основным летучим компонентом в расплаве была углекислота и что при анатексисе с расплавом всегда сосуществовал флюид (H_2O и CO_2) переменного состава.

Т а б л и ц а 2

Температура гомогенизации раскристаллизованных включений расплава в кварце жильного материала мигматитов

| Минерал | $T_{\text{гом}}, ^\circ\text{C}$ | Примечание |
|---------|----------------------------------|--|
| Кварц | Гранулитовая фация 860–880 | Верхнеалданская свита, западная часть Алданского щита |
| Кварц | Амфиболитовая фация 800–830 | Верхнеалданская свита, западная часть Алданского щита |
| Кварц | 700–710 | Коксуйская свита Мынчукурского блока, Джунгарский Алатау |
| Кварц | 700–710 | Горноалтайская серия, Южно-Чуйский хребет |

Состав и эволюция метаморфического флюида. Анализ данных, полученных на основании всестороннего изучения различных типов и видов включений минералообразующих сред в конкретных метаморфических комплексах, показал, что породы амфиболитовой и грану-

литовой фации западной части Алданского щита, гранулитовой фации Беломорского комплекса, гранулитовой фации Канского комплекса, гранулитовой фации Чогарского комплекса, амфиболитовой фации Мынчукурского блока и Южно-Чуйского хребта, а также экологитоподобных пород из ксенолитов кимберлитовых трубок Якутии формировались при участии существенно углекисло-водно-солевого флюида. Данные волюметрического анализа также показали, что углекислота (помимо воды) играет основную роль в составе флюида; CO , CH_4 , H_2 и " N_2 + редкие газы" содержатся в незначительных количествах, причем с увеличением степени метаморфизма (глубины) их доля в составе флюида заметно увеличивается, но при преобладающих количествах углекислоты. Исследование включений поз-

волило также установить, что соотношение CO_2 и H_2O во флюиде изменяется с возрастанием степени метаморфизма. Так, если для пород амфиболитовой фации наиболее характерны двухфазные включения ($\text{HCO}_2 + \text{H}_2\text{O}$), то для гранулитовой фации — "однофазовые" включения жидкой углекислоты, на присутствие воды в которых указывают лишь образующиеся при охлаждении газогидраты CO_2 .

Вместе с тем, детальные исследования позволили установить, что эклогиты из ксенолитов кимберлитовых трубок Якутии и прослоев среди перидотитов Цеблитц, (ГДР) формировались при участии существенно азотного флюида. Также азотно-водно-солевой флюид характерен для раннего этапа метаморфизма пород горно-алтайской серии Южно-Чуйского хребта. А изучение включений в "гранулированном" кварце хр. Борус (Зап.Саян) позволило не только установить, что он на ранних этапах кристаллизовался при участии существенно водородно-углеводородного флюида, но и проследить эволюцию флюида от существенно водородно-углеводородного на ранних этапах кристаллизации до углекислотно-водно-солевого в процессе изменения РТ-параметров системы [87]. Таким образом, полученные данные позволяют предположить, что наряду с существенно водно-солевым и углекислотным флюидом самостоятельное значение при метаморфизме может иметь также существенно водородно-углеводородный и азотный по составу флюид, конечно, в определенной геологической обстановке. Так, указанные выше случаи участия азотного или азотно-водно-солевого и водородно-углеводородного флюида в формировании пород либо обнаруживают теснейшую связь с жизнью таких разрывных структур, как глубинные разломы (для пород хр. Борус — это Борусский и Кандатский глубинные разломы; для горно-алтайской серии Южно-Чуйского хребта — это Чарышско-Теректинский разлом), либо они являются наиболее глубинными породами земной коры и верхней мантии (эклогиты из ксенолитов кимберлитовых трубок Якутии и из прослоев среди перидотитов Цеблитц, ГДР).

Концентрация солей в водном растворе обычно не превышает 10 вес.%, в основном это хлориды Na и реже K, Ca, Mg. Рассолы не характерны для метаморфического флюида, исключая участки активной мигматизации пород с образованием некоторого количества расплава.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЧЕСКОГО
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

И.Т.Бакуменко, Т.Ю.Базарова, Н.Ф.Красов,
И.К.Кузнецова, И.В.Моторина, Н.М.Попова

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВУЛКАНИТОВ
И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

а. Условия кристаллизации вулканитов
известково-щелочного состава

Первые результаты изучения расплавных включений в минералах известково-щелочных вулканических и субвулканических пород были нами обобщены в монографии "Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов" (1975) и в сборнике трудов ИГиГ "Генетические исследования в минералогии" (1976). На этом этапе исследований были получены данные о температурах и газовом режиме кристаллизации преимущественно сухих или маловодных магм. В последние годы, наряду с исследованием пород, кристаллизующихся из обводненных магм, изучались процессы генерации, дифференциации, расслоения и смешения магм.

Условия кристаллизации вулканитов среднего и основного состава определялись путем комплексного изучения включений в породообразующих минералах современных базальтоидов, андезитов и андезито-дацитов Камчатских вулканов: Ключевского, Толбачика, Безымянного и Карымского. Исследованием охвачены также позднеордовикские лавы Баянаульского субвулканического комплекса (Центральный Казахстан).

В лавах кратера Билкай (вулкан Ключевской) исследованы расплавные включения в пироксенах. Определенные для них температуры гомогенизации (1280–1200°C, редко 1320°C) согласуются с ранее полученными данными по пироксенам "Юбилейного прорыва" и прорыва "Апахончич" Ключевского вулкана (Бакуменко, Попова, Шугурова, 1975; Красов, 1975).

Для базальтов Большого трещинного извержения вулкана Толбачик определены температуры гомогенизации включений как в мегакристаллах плагиоклаза из лав, так и в мегакристаллах плагио-

клаза взпозивных лапиллей. Наибольшее число гомогенизаций приходится на интервал 1200–1180°C, отдельные эксперименты дали температуры от 1305 до 1120°C.

Из пород Баянаульского субвулканического комплекса исследованы две разновидности: кварцевые липарито–дацитовые порфиры и тесно сопряженные с ними в пространстве "базальтоиды". Состав этих пород (табл. 3) резко изменяется от андезитового в одной пробе до липаритового – в другой.

Включения в кварце липарито–дацитовых порфиров дали температуры гомогенизации 960–910°C. Состав расплавов, подвергнутых закалке после экспериментальной гомогенизации этих включений, соответствует липариту (табл. 4, анализ 4).

Для "базальтоидов" этого комплекса определены температуры гомогенизации включений в кварце и в пироксене (980–950°C и 1315–1250°C, соответственно). Состав закаленных расплавов во включениях в пироксене соответствует базальту, а во включениях в кварце – липариту (табл. 4, анализы 2 и 3 – соответственно).

Для объяснения появления столь кислых расплавов в кварце "базальтоидов" кристаллизационная дифференциация не может быть принята, так как степень раскристаллизации "базальтоидов" – явно недостаточна. Предположение о сепарации ранее выделившихся фемических кристаллических фаз тоже не годится, ибо в таком случае валовый состав всей породы, лишенной этих фаз, также должен быть очень кислым. Принимая кристаллизационную дифференциацию в качестве причины раскисления расплавов от базальтов до липаритов, трудно объяснить также столь широкий разрыв в температурах кристаллизации пироксена и кварца.

Совместенность в пространстве "базальтоидов" и липарито–дацитовых порфиров Баянаульского субвулканического комплекса и вышеприведенные результаты изучения включений в минералах этих пород позволяют полагать, что "базальтоиды" являются результатом смешения собственно базальтовой и липаритовой магм или результатом контаминации базальтовой магмой более ранних кислых вулканитов с недоплавлением вкрапленников кварца последних. От базальтовой магмы "базальтоиды" наследуют вкрапленники пироксена, а от липаритовой – вкрапленники кварца. Изменчивость же валового состава "базальтоидов" обусловлена, очевидно, неполным смешением этих магм.

химические анализы исследованных пород

| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | п.п.п. | сумма |
|---|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|--------|
| 1 | 58,53 | 0,30 | 12,55 | 2,05 | 5,14 | 0,31 | 7,51 | 7,10 | 3,56 | 0,30 | 0,08 | 2,27 | 99,70 |
| 2 | 58,97 | 0,25 | 12,71 | 1,86 | 3,86 | 0,18 | 7,21 | 7,75 | 4,56 | 0,24 | 0,07 | 2,41 | 100,07 |
| 3 | 67,43 | 0,25 | 10,47 | 2,04 | 3,48 | 0,13 | 5,05 | 5,39 | 3,44 | 0,44 | 0,07 | 1,82 | 100,01 |
| 4 | 70,06 | 0,22 | 10,62 | 1,99 | 2,80 | 0,13 | 4,17 | 4,15 | 3,44 | 0,72 | 0,07 | 1,72 | 100,08 |
| 5 | 70,12 | 0,30 | 14,77 | 1,91 | 2,72 | 0,18 | 1,27 | 1,87 | 3,97 | 1,74 | 0,07 | 1,89 | 100,81 |
| 6 | 58,20 | 0,74 | 17,87 | 3,96 | 3,86 | 0,15 | 3,20 | 7,39 | 3,62 | 1,28 | 0,14 | 0,20 | 100,61 |
| 7 | 62,51 | 0,97 | 16,40 | 1,77 | 4,34 | 0,16 | 1,93 | 5,09 | 4,51 | 1,67 | 0,15 | 0,43 | 99,93 |

Примечания: 1-4 базальтоиды Баянаульского субвулканического комплекса; 5 - липарито-дациты того же комплекса (среднее из 3-х); 6 - современные лавы Безымянного вулкана (среднее из 22); 7 - современные лавы Карынского вулкана (среднее из 51).

Таблица 4

Электронно-микронзондовые анализы минералов и расплавных включений в них

| № п/п | Анализируемый объект | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | сум-ма | среднее из: |
|---|-------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------|-------|-------------------|------------------|--------|-------------|
| Из лав Баянаульского субвулканического комплекса* | | | | | | | | | | | | |
| I | Пироксен базальтоидов | 55,82 | 0,12 | 0,76 | 3,02 | 0,10 | 18,57 | 22,10 | 0,08 | 0,00 | 100,57 | 3 |
| 2 | Расплав в нем | 55,11 | 0,25 | 9,15 | 7,97 | 0,12 | 9,97 | 13,24 | 0,52 | 0,27 | 96,60 | 4 |
| 3 | Расплав в кварце базальтоидов | 76,56 | 0,16 | 11,14 | 1,66 | 0,00 | 0,28 | 3,77 | 0,19 | 1,05 | 94,82 | 3 |
| 4 | Расплав в кварце липаритов | 74,96 | 0,39 | 11,15 | 1,79 | 0,10 | 0,89 | 1,67 | 1,61 | 2,69 | 95,25 | 6 |
| Из лав Карынского вулкана** | | | | | | | | | | | | |
| 5 | Плагноклаз Ап 82 | 48,01 | 0,05 | 32,48 | 0,63 | 0,02 | 0,03 | 16,63 | 2,13 | 0,04 | 100,02 | 4 |
| 6 | Исходный расплав в нем | 59,00 | 1,00 | 16,05 | 6,20 | 0,20 | 1,80 | 5,25 | 3,00 | 1,60 | 94,90 | 3 |
| 7 | Плагноклазы, крист-Ап 60 | 51,59 | 0,00 | 28,54 | 0,61 | 0,00 | 0,11 | 12,32 | 4,56 | 0,16 | 97,89 | 2 |
| 8 | теллизухицы на Ап 40 | 51,79 | 2,66 | 17,50 | 9,10 | 0,00 | 1,77 | 8,51 | 5,91 | 0,97 | 98,21 | 2 |
| 9 | стенках вакуолей Ап 3С | 59,90 | 1,20 | 15,64 | 7,24 | 0,00 | 1,86 | 5,05 | 4,91 | 1,57 | 97,37 | 2 |
| 10 | периферии к цент-ру Ап 25 | 62,04 | 0,12 | 21,43 | 1,31 | 0,00 | 0,35 | 5,21 | 7,48 | 0,61 | 98,56 | 2 |
| II | Остаточный расплав | 61,91 | 2,47 | 7,17 | 12,26 | 0,33 | 3,46 | 5,08 | 2,45 | 2,02 | 97,44 | - |
| 12 | Несмеси-мый кислый | 68,42 | 1,55 | 8,10 | 7,26 | 0,06 | 1,92 | 2,84 | 2,33 | 2,84 | 95,32 | 11 |
| 13 | расплавы: } основной | 48,47 | 4,33 | 2,85 | 21,45 | 0,60 | 6,60 | 9,68 | 1,90 | 0,93 | 96,81 | 12 |
| 14 | Плагноклаз Ап 72 | 50,01 | 0,02 | 31,23 | 0,53 | 0,02 | 0,00 | 14,67 | 3,08 | 0,06 | 99,64 | 3 |
| 15 | Расплав в нем | 61,40 | 1,05 | 15,27 | 5,54 | 0,00 | 1,83 | 4,76 | 4,45 | 2,23 | 96,53 | 2 |
| 16 | Ортопироксен | 53,51 | 0,27 | 0,85 | 18,66 | 0,75 | 23,84 | 1,54 | 0,05 | 0,01 | 99,48 | 2 |
| 17 | Расплав в нем | 67,96 | 0,76 | 15,18 | 1,28 | 0,11 | 0,14 | 2,37 | 2,33 | 2,22 | 92,62 | 2 |
| 18 | Кляновироксен | 51,79 | 0,50 | 1,71 | 9,77 | 0,43 | 14,86 | 19,68 | 0,32 | 0,01 | 99,07 | 2 |
| 19 | Расплав в нем | 68,79 | 0,70 | 15,11 | 2,06 | 0,01 | 0,38 | 1,93 | 5,01 | 2,46 | 96,45 | 2 |
| 20 | Плагноклаз Ап 57 | 53,84 | 0,06 | 28,34 | 0,70 | 0,00 | 0,11 | 11,37 | 4,62 | 0,15 | 99,19 | 2 |
| 21 | Расплав в нем: основной | 54,37 | 3,23 | 6,13 | 17,66 | 0,50 | 4,90 | 4,22 | 1,12 | 2,08 | 94,21 | 2 |
| 22 | кислый | 68,05 | 0,97 | 13,05 | 4,57 | 0,06 | 1,12 | 2,31 | 4,56 | 2,92 | 97,61 | 3 |
| 23 | Плагноклаз Ап 55 | 54,14 | 0,03 | 28,04 | 0,67 | 0,01 | 0,09 | 11,11 | 4,66 | 0,13 | 98,88 | 6 |
| 24 | Расплав в нем | 70,31 | 0,66 | 13,29 | 3,02 | 0,07 | 0,67 | 1,78 | 4,20 | 3,31 | 97,31 | 5 |
| 25 | Плагноклаз Ап 45 | 55,62 | 0,00 | 26,52 | 0,45 | 0,01 | 0,01 | 9,23 | 6,03 | 0,28 | 98,15 | 2 |
| 26 | Расплав в нем | 74,60 | 0,33 | 12,68 | 1,02 | 0,04 | 0,10 | 1,30 | 4,51 | 3,03 | 97,61 | 2 |
| 27 | Плагноклаз Ап 40 | 58,03 | 0,07 | 26,11 | 0,31 | 0,00 | 0,00 | 8,24 | 6,44 | 0,25 | 99,45 | 2 |
| 28 | Расплав в нем | 75,08 | 0,25 | 13,07 | 1,44 | 0,00 | 0,24 | 1,25 | 4,20 | 3,29 | 98,82 | 2 |

*Анализ выполнен на микроанализаторе ЖА-5А в ИГиГ СОАН СССР

**Анализ выполнен в лаборатории электронных методов анализа микропроб Парижского университета

Наиболее детальные и всесторонние исследования включений были выполнены на материале современных андезитовых лав вулкана Безымянного и андезито-дацитовых лав вулкана Карымского. Для этих лав определены температуры кристаллизации всех минералов, представленных в виде вкрапленников. Результаты этих определений представлены на рис. I. Экспериментальные исследования включений в минералах сопровождались многочисленными микроскопическими анализами фаз во включениях (табл. 4).

Температуры ликвидуса магм вулканов Карымского и Безымянного существенно различаются и для отдельных порций этих магм ложатся, соответственно, в интервалах 1440–1400°C и 1360–1340°C. Для магмы вулкана Безымянного эта температура может быть несколько выше, так как минералом ликвидуса в ней, вероятнее всего, является магнетит, температура кристаллизации которого в тот период, когда он был единственной кристаллической фазой в магме, не определена и была оценена по температуре захвата его кристаллитов появившимися в магме вкрапленниками плагиоклаза. Ликвидусный состав магм соответствует андезитам: несколько более основному для вулкана Безымянного и почти среднему составу андезита по Дэли – для вулкана Карымского. Ликвидусный состав плагиоклаза в магме Карымского вулкана определен как An 82–80.

Ранняя по сравнению с другими минералами кристаллизация магнетита в магме Безымянного и плагиоклаза в магме Карымского вулканов свидетельствует, по данным Осборна (1964), о сравнительно высоком Ro_2 в первой и существенно более низком – во второй из них. Высокое отношение Fe_2O_3/FeO в лавах Безымянного (≥ 1) и низкое в лавах Карымского ($< 0,5$) также свидетельствует в пользу этого предположения. Низкое Ro_2 в магме вулкана Карымского обусловило на ранней стадии ее кристаллизации проявление особого типа дифференциации, не характерного для магмы вулкана Безымянного во всем интервале ликвидус–солидус, как не характерного для орогенических магм вообще. На этой стадии в магме вулкана Карымского идет устойчивая кристаллизация только плагиоклаза, а кристаллизация темноцветных минералов полностью подавлена. Во включениях магматических расплавов, захваченных плагиоклазами на данной стадии, кристаллизуются только плагиоклазы (табл. 4, анализы 5–10), а остаточные расплавы при этом становятся все более основными и обогащаются феррическими компонента-

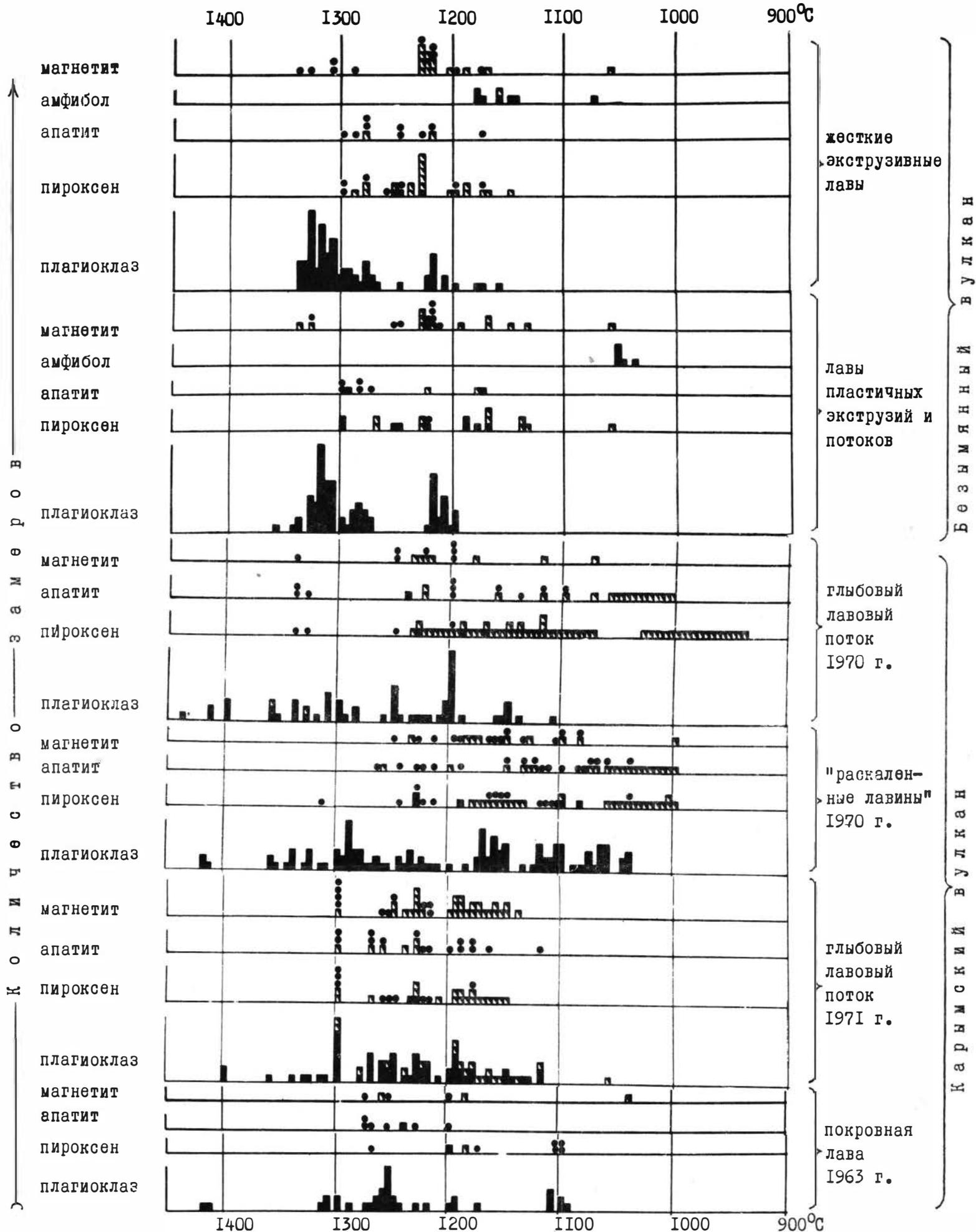


Рис.1. Гистограммы распределения температур кристаллизации минералов в современных лавах вулканов Карымского и Безьянного. (■ - температура гомогенизации нормальных расплавных включений в минералах; ▣ - температура плавления фаз-узников во включениях; ● - температура захвата фаз-спутников. Каждый знак на гистограмме соответствует одному замеру температуры)

ми. После кристаллизации плагиоклаза в количестве, достигающем 50% объема вакуоли, остаточный расплав во включениях (табл. 4, анализ II) обогащается феррическими компонентами настолько, что наблюдается его расслоение на две несмешиваемые жидкости, одна из которых имеет риолитовый состав, а другая — пироксенитовый (табл. 4, анализы I2, I3).

О том, что явления несмешиваемости реализуются не только во включениях, но и в самой магме, свидетельствуют аномальные включения пироксенитового расплава, сингенетичные с включениями кислого расплава (табл. 4, анализы 20—22).

Полученные данные указывают, что явления расслоения есть следствие глубоко зашедшей кристаллизационной дифференциации исходных магм по Скаергаардскому типу.

После резкого возрастания $Р_{O_2}$ в магме вулкана Карымского (возможно, за счет ее подъема в магмоводе?) начинается совместная интенсивная кристаллизация плагиоклаза, пироксенов, титаномагнетита и апатита. По мере снижения температуры наблюдается уменьшение основности кристаллизующихся плагиоклазов [96] и все большее раскисление остаточных расплавов магмы, захваченных этими плагиоклазами в виде включений (табл. 4, анализы I4—28). Таким образом, с момента возрастания $Р_{O_2}$ в магме Карымского вулкана кристаллизационная дифференциация ее осуществляется по обычному для орогенических магм пути и достигает риолитов.

Несмотря на столь существенное раскисление остаточного расплава магмы вулкана Карымского, валовый состав его современных лав остается практически постоянным и близок исходному андезитовому составу магмы (табл. 3). Этот факт указывает на отсутствие сепарации кристаллических фаз от расплава, что и свело к минимуму роль кристаллизационной дифференциации в формировании геохимического облика современных лав Карымского вулкана.

Общее давление в процессе наиболее интенсивной кристаллизации магмы Карымского вулкана было определено по включениям магматического флюида, сингенетичным с нормальными расплавленными включениями. Определения для температур 1250—1200°C дали 800—600 атм. Эти величины соответствуют давлению столба андезитовой магмы на глубине 2—3 км. На низкое общее давление в процессе кристаллизации магмы Карымского вулкана указывает (Грин, 1968) и низкое содержание Al_2O_3 в сосуществующих орто- и клинопироксе-

нах (табл.4, анализы I6 и I8).

Благодаря более высокому $Р_{O_2}$ в магме вулкана Безымянного ее кристаллизация начинается с появления магнетита, к которому с разрывом в $50^{\circ}C$ присоединяются плагиоклаз, пироксены и апатит. Кристаллизационная дифференциация ее, в отличие от магмы Карымского вулкана, во всем интервале ликвидус–солидус осуществляется по обычному орогеническому типу.

Отличительной чертой магмы Безымянного является существенное увеличение ее газонасыщенности в ходе кристаллизации. Накопление летучих в расплаве подавляет кристаллизацию плагиоклаза при температурах ниже $1160^{\circ}C$ и способствует появлению роговой обманки. Уход части летучих из расплава в ходе извержения вновь делает возможной кристаллизацию плагиоклаза уже параллельно с роговой обманкой. Факт совместной кристаллизации плагиоклаза и роговой обманки, по данным Эгглера (1972), служит твердым доказательством того, что количество воды в данной магме на заключительном этапе ее кристаллизации достигало не менее 6 вес.%.

В магме вулкана Карымского подобный уровень насыщения остаточного расплава летучими, очевидно, не достигался, и даже реликты водосодержащих минералов в лавах этого вулкана отсутствуют.

Условия кристаллизации вулканитов и субвулканических образований кислого состава изучены методами термобарогеохимии (по включениям) менее детально. Проведенные исследования показали поразительно широкий диапазон температур кристаллизации кислых пород (табл. 5). Это говорит о том, что одни из них кристаллизуются практически из сухих магм, а другие – из предельно богатых водой (и другими летучими компонентами).

Вкрапленники наиболее высокотемпературных кварцевых порфиров и минералов из лавовых потоков, экструзий и интрузий начинают кристаллизоваться при температуре выше $1250-1300^{\circ}C$ [6,26_м], что возможно лишь при высоком общем (гидростатическом) давлении и очень низком водно-флюидном давлении. Такие температуры оказались наиболее характерными для некоторых кислых пород андезитовой и трапповой формаций, обнаруживающих тесные связи с первичными базитовыми магмами. В качестве новых примеров высокотемпературных пород можно привести данные (см. табл. 5) о породах лацитового и липаритового состава из экструзий Узон-Гейзерной

Температуры гомогенизации расплавленных включений во вмещающих кварца из вулканогенных, субвулканических и гипабиссальных изверженных пород иглового состава

| Местонахождение | Горная порода | T, °C | Источники |
|---|--|--------------------|-------------------------------|
| Экзотрузии Уаюн-Гейзерной вулканоструктуры (Камчатка): | | | |
| г.Остенец | плаггиодацит | (1370-1200)* | Замеры И.Т.Бакуменко |
| сопка Гейзерная | липарит | (1320-1140)* | |
| г.Белая | дацит | (1300-1125)* | |
| Трапповые интрузии: | | | |
| Вельямский порог (Р.Подкамменная Тунгуска) | гранофировые обособления | ~1250-1100** | (84г, замеры О.Н.Косухина) |
| Аналитский массив (р.Ниж. Тунгуска) | - " - | ~1200-1080** | |
| р.Горбачин | гибридные гравофилы | ~1130-940** | |
| Тамкесеновский массив (Карамаыр): | | | |
| западная часть | кварцевый порфир | 1300-1250 | (10) |
| восточная часть | гранит-порфир | 1180-900 | |
| Субвулканические тела (дайковый комплекс): | | | |
| Эрдэнатуш-обо (Монголия) | дацитовый порфир | 1100-950 | (83, замеры И.В.Моторной) |
| Кальмакыр (УзССР) | гранодиорит-порфир | 1000-800(1180)* | |
| Каджарин (АрмССР) | гранодиорит-порфир-1 | (1230-1150)* | |
| Субвулканическое тело (Баянаульский район, Центр.Кавказстан) | липарит-дацитовый порфир | ~1000-900 | (84к) |
| Апхалская часть Перомаяского массива (Бурятия) | Ратмично-подочечные кварцевые порфиры: | | (замеры О.Н.Косухина) |
| | фестоичатые полосы кварца | 770-740 | |
| | основная масса | 700-650 | |
| Массив И (Монголия) | фестоичатые полосы кварца | 1060-830 | |
| | кварц-полевшпатовые полосы | 1000-800 | |
| | кварцевый порфир | 900-800/810-700** | |
| Массив сопки Большая в Высокой (В.Забайкалье) | кварцевый порфир (дайки около массива) | 1100-850/800-720** | (53) |
| | эксплозивная брекчия: | | |
| | кварцевый порфир (обломки) | 1090-730 | |
| | кварц в цементе | 960-730 | |
| Шерловороцкий массив (В.Забайкалье) | порфировидный гранит | 690-660/650** | (53) |
| | гранит-порфир | 670-660/650-640** | |
| | кварцевый порфир (фишдальный) | 680-670 | |
| Адун-Челонский массив (В.Забайкалье) | порфировидный гранит | 690-660 | (53) |
| | гранит-порфир | 650-630/640-630** | |
| Береговые обрывы п.Лупаново (В.Камчатка) | пемза | 790-720 | (10) |
| Дайки: | | | |
| п.Алтын-Топкан (С.Таджикстан) | кварцевый порфир | 660-650 | (10) |
| массив Дзедьгау (Голодная степь) | кварцевый порфир | 640-620 | |
| - " - | вмещающие граниты | 620-610 | |
| Приконтактовые прожилки регенерированных "гранитов" в дайке габродиабазов (о.Дедевец, Онежское озеро) | микропегматит | 640±20 | (80) |

*) В круглых окошках даны температуры для вмещающих плаггиоклазы

**) В знаменателе даны температуры для кварца из основной массы

вулканоструктуры (Камчатка), которые хорошо согласуются с ранее полученными по Камчатке и другим районам.

Особый интерес представляют данные о температурных условиях кристаллизации полигенных гранофировых и микроаллитовых пород, связанных с трапповыми интрузиями Сибири, дайками диабазов и другими базитами (табл. 5). Термобарогеохимическими исследованиями включений в кварце гранофиров подтверждается представление о том, что кислые расплавы, с одной стороны, могут образоваться в результате фракционирования базитовых магм (примером являются высокотемпературные гранофировые обособления, которые в трапповых интрузиях Вельминского порога и Анакитской начинают кристаллизоваться при температурах около $1250-1200^{\circ}\text{C}$ — табл. 5), а с другой, — в результате поглощения кислого материала базитовыми магмами с образованием приконтактных гибридных пород (например, связанных с силлообразной Среднегорбиачинской интрузией габбро-долеритов). Любопытно, что гибридные породы заметно более низкотемпературны по сравнению с трапповыми гранофирами "чистой" линии (табл. 5).

Прямое изучение (с помощью включений) процессов контактного плавления вмещающих кислых пород при термическом воздействии базитовых интрузий показало, что выплавленные в приконтактных зонах кислые расплавы иногда, особенно в более глубоких условиях, кристаллизуются при резко пониженных температурах. Явление регенерации кислых магм на контакте с дайками габбро-диабазов нами изучалось на примере регенерированных "гранитов" Онежского озера [80].

Еще одним примером несомненно высокотемпературных образований являются кварц-санидиновые графические срастания из пегматитовых обособлений, обнаруженных в Гусиноозерской дайке (Бурятия) и переданных нам для исследования М.И. Розинным. Она сложена трахиандезитами, сиенито-диоритами, сиелитами и другими переходными разновидностями пород. Как отмечено в [84_в] кварц здесь кристаллизовался при температуре $1280-1250^{\circ}\text{C}$, также в условиях высокого общего давления. Включения в санидине гомогенизировать не удается из-за его плавления при атмосферном давлении.

При изучении Ташкесенского массива (предгорья Карамазара) Ю установлено, что более раскристаллизованные гранит-порфиры, слагающие восточную часть массива, кристаллизовались при более

низкой температуре ($1180-900^{\circ}\text{C}$), чем расположенные западнее хуже раскристаллизованные кварцевые порфиры ($1300-1250^{\circ}\text{C}$). Это подтверждает мнение о том, что при прочих равных условиях более низкотемпературные разновидности, кристаллизующиеся из более водонасыщенной магмы, раскристаллизовываются более полно, причем крайним вариантом является формирование пород с типично гранитной структурой. Такие переходы иногда наблюдаются в порфировых интрузивах вулканоплутонических комплексов.

Наиболее известные месторождения медно-молибденовой рудной формации, как известно, характеризуются тесной пространственной и временной связью с так называемым дайковым комплексом (дайки и штоки) рудоносных субвулканических интрузий. Их состав варьирует от дацитовых порфиров и гранодиорит-порфиров до кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Судя по $T_{\text{Гом}}$ включений, все эти породы начинали кристаллизоваться при высоких температурах, причем плагиоклаз кристаллизуется при более высоких температурах, чем кварц (табл.5). К моменту кристаллизации кварца температуры расплава понижаются до уровня, характерного для высоко- и даже среднетемпературных гранитов ($1100-800^{\circ}\text{C}$).

По данным объемных анализов газовой фазы ранних включений в кварце, в составе газов, растворенных в магме во время его кристаллизации, фиксируются лишь "азот + редкие газы". В поздних же включениях преобладает CO_2 с заметным количеством "кислых газов" [83], т.е. к моменту завершения магматической кристаллизации остаточные порции расплава порфировых интрузий заметно обогащаются более растворимыми флюидными компонентами

Еще более низкотемпературны порфировые интрузии, в которых наблюдаются переходы от кварцевых порфиров к порфировидным гранитам. Примером их являются термометрические изученные [53] Шерловогорский и Адун-Челонский массивы, которые на глубине, по-видимому, соединяются, являясь выступами более крупного плутона. Породы обоих массивов кристаллизуются практически при одинаково низких (ниже 700°C) температурах. Кристаллизующиеся расплавы были богаты водой: $T_{\text{Гом}}$ флюидного обособления расплавленных включений в жидкую фазу = $320-300^{\circ}\text{C}$. Оба массива обладают сходными петрогеохимическими характеристиками и сложены гранит-порфирами и порфировидными гранитами. В Шерловогорском массиве, наряду с преобладающими гранит-порфирами и гранитами, имеются

приконтактовые менее раскристаллизованные кварцевые порфиры. Массив менее глубоко эродирован и с ним связаны грейзены, из которых добывались знаменитые в прошлом аквамарин и топазы. С Адун-Челонским массивом, в котором преобладают порфировидные граниты, связаны низкотемпературные (660–620°C) камерные пегматиты, формирующиеся при P_{H_2O} около 2,5 кбар. Процессы пегматитообразования говорят о большей глубине его эрозионного среза. Отмеченное сходство массивов позволило О.Н. Косухину [53] высказать предположение о том, что на более глубоких горизонтах Шерловогорского массива также можно ожидать появления камерных пегматитов, подобных Адун-Челонским.

Значительно более высокие температуры кристаллизации не только вкрапленников кварца, но и кварца основной массы установлены [53] для кварцевых порфиров соседнего массива сопки Большой и Высокой (табл. 5). Кристаллизация вкрапленников здесь началась из достаточно сухих магм, подобных некоторым другим рудосодержащим порфировым интрузивам. Затем происходит накопление летучих компонентов и на стадии завершения магматической кристаллизации этих пород при температуре 730–700°C включения фиксируют вскипание магмы с обособлением надкритического газообразного флюида ($P_{\text{флюида}} = 0,8–0,9$ кбар). С этим, возможно, связаны эксплозивные процессы и формирование наблюдаемых здесь эксплозивных касситеритсодержащих брекчий.

Резюмируя проделанную работу, хочется подчеркнуть, что структурно сходные разновидности пород типа кварцевых порфиров-гранитов могут кристаллизоваться при разных температурах и из расплавов различной водонасыщенности, что легко устанавливается методами изучения включений. Очевидно, окончательный структурно-текстурный облик пород определяется главным образом условиями субсолидусной кристаллизации. Поэтому ошибочны представления, что граниты всегда более низкотемпературны, чем кварцевые порфиры. При спокойной докристаллизации маловодной высокотемпературной магмы могут сформироваться граниты. Быстрая же неравновесная кристаллизация даже очень богатых водой низкотемпературных кислых магм приводит к кристаллизации порфировых и даже стекловатых пород. Последний тезис можно проиллюстрировать данными о низкотемпературных пемзах п. Лупаново и дайках кварцевых

порфиров (табл. 5). Об этом же говорят неодинаковые температуры кристаллизации различных ритмично-полосчатых кварцевых порфиров с полосами фестоначатого кварца: изученные монгольские образцы оказались намного более высокотемпературными, чем бурятские (табл. 5). Вместе с тем, степень раскристаллизации пород в пределах отдельных участков единого магматического тела, часто хорошо координируется с температурами и степенью обводненности кристаллизовавшихся здесь магм.

б. Особенности кристаллизации щелочных вулканитов
Чукотки и некоторых других геосинклинальных
областей Союза

В последние годы наряду с определением температурных условий кристаллизации, большое внимание было уделено изучению вещественного состава реликтов расплавов и кристаллических включений, захваченных вкрапленниками щелочных вулканических пород при кристаллизации. Этому способствовало развитие современных методов исследования, в частности использование рентгеноспектральных микроанализаторов, применение которых значительно расширило не только поле для решения различных вопросов петрологии, но и возможности точной диагностики отдельных минералов, а также анализа таких микроскопических объектов, как включения расплавов в них. Были изучены близкие по составу щелочные базальтоиды из различных геосинклинальных областей Советского Союза и вулканиты фонолитового ряда. Конечной целью исследований было определение исходного состава расплавов и их дальнейшее изменение в процессе становления породы. Комплекс исследований позволил отметить ряд особенностей в процессе формирования изучавшихся пород. Анализы и кристаллохимические формулы вкрапленников и кристаллических включений приведены в табл.6; анализы стекол и кристаллических фаз из включений - в табл.7 и 8.

Температуры гомогенизации включений, химизм и взаимоотношения минералов позволили наметить данную на стр.27 схему температурных интервалов и последовательности выделения вкрапленников.

На примере щелочных базальтов Б.Анжя (приток Колымы), описанных Ю.А.Билибиным (1958) как лейцититы, и ряда базальтоидов и фонолитов Южной Армении, описанных тоже как лейцититовые, нами показано, что диагностика минералов в ряде случаев была ошибочной.

Таблица 6

Химические составы и кристаллохимические формулы изральенников в кристаллических включениях в них

| № образца | А - 52 | | | 7 | | | I768 ^A | | | | |
|--------------------------------|----------|-----------|-----------|---------------------|--------|----------|-------------------|--------|-----------|-----------|-------------|
| | пироксен | эвральцит | эвральцит | лейцит ^х | оливин | пироксен | пироксен | сиотит | эвральцит | эвральцит | плаггиоклаз |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| SiO ₂ | 48,57 | 55,97 | 55,95 | 55,46 | 39,68 | 48,04 | 50,12 | 36,39 | 57,27 | 56,10 | 56,74 |
| TiO ₂ | 0,60 | 0,20 | 0,00 | 0,04 | 0,02 | 1,22 | 0,75 | 6,84 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Al ₂ O ₃ | 6,02 | 22,49 | 22,92 | 21,28 | 0,00 | 5,20 | 3,48 | 14,95 | 22,37 | 22,10 | 27,00 |
| FeO | 7,04 | 0,11 | 0,12 | 0,50 | 15,46 | 7,45 | 8,54 | 12,04 | 0,00 | 0,00 | 0,56 |
| MgO | 13,96 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 44,22 | 12,86 | 14,41 | 15,52 | 0,00 | 0,00 | 0,06 |
| CaO | 23,13 | 0,04 | 0,00 | 0,08 | 0,33 | 22,74 | 21,03 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 10,64 |
| Na ₂ O | 0,23 | 13,08 | 13,06 | 0,40 | 0,00 | 0,50 | 0,44 | 0,55 | 12,07 | 13,34 | 6,63 |
| K ₂ O | 0,10 | 0,26 | 0,33 | 18,70 | 0,00 | 0,3 | 0,00 | 9,28 | 0,00 | 0,25 | 0,29 |
| H ₂ O | - | 8,00 | 8,00 | - | - | - | - | 4,50 | 8,00 | 8,00 | - |
| Сумма | 99,73 | 99,96 | 99,49 | 99,43 | 99,73 | 98,10 | 98,79 | 100,14 | 99,72 | 99,79 | 102,81 |

и Кристаллические включения в изральенниках

| № образца | 5 - 6 | | | | | | 2089 - I | | | | | |
|--------------------------------|------------|------------|--------|---------------------|-------|--------|----------|--------------------------|--------|----------|--------------------------|--|
| | пироксен 1 | пироксен 2 | сиотит | эпитит ^х | сфен | гранат | свиендин | минерал группы оолаевита | гранат | свиендин | минерал группы оолаевита | |
| | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | |
| SiO ₂ | 49,04 | 41,53 | 37,87 | 0,00 | 29,96 | 35,23 | 65,61 | 35,07 | 35,75 | 63,21 | 36,82 | |
| TiO ₂ | 0,77 | 1,76 | 2,16 | 0,14 | 36,12 | 2,53 | 0,04 | 0,00 | 3,10 | 0,04 | 0,03 | |
| Al ₂ O ₃ | 4,66 | 8,16 | 16,49 | 0,12 | 1,72 | 6,02 | 17,68 | 26,87 | 4,66 | 18,86 | 27,08 | |
| FeO | 4,96 | 16,05 | 7,17 | 0,38 | 1,62 | 20,60 | 0,15 | 0,00 | 20,28 | 0,19 | 0,39 | |
| MnO | 0,11 | 0,74 | 0,07 | 0,11 | 0,00 | 1,00 | 0,00 | 0,00 | 1,21 | 0,00 | 0,00 | |
| MgO | 13,76 | 6,13 | 19,97 | 0,00 | 0,02 | 0,25 | 0,00 | 0,00 | 0,79 | 0,00 | 0,00 | |
| CaO | 24,12 | 21,73 | 0,03 | 54,25 | 27,34 | 31,48 | 0,22 | 2,30 | 31,15 | 0,45 | 2,67 | |
| Na ₂ O | 0,16 | 0,97 | 0,63 | 0,10 | 0,02 | 0,05 | 1,90 | 19,64 | 0,97 | 4,30 | 18,95 | |
| K ₂ O | 0,02 | 0,00 | 9,87 | 0,08 | 0,04 | 0,02 | 13,49 | 0,26 | 0,15 | 11,22 | 0,92 | |
| F ₂ O ₅ | 0,00 | - | - | 36,42 | - | - | - | 0,00 | - | 0,00 | 0,00 | |
| Cl | - | - | - | 0,29 | - | - | - | 1,46 | - | - | 6,29 | |
| SO ₃ | - | - | - | 0,02 | - | - | - | 8,34 | - | - | 5,46 | |
| H ₂ O | - | - | - | 4,50 | 3,00 | - | - | 3,50 | - | - | 3,62 | |
| Сумма | 97,70 | 97,50 | 98,76 | 96,91 | 96,84 | 97,81 | 98,09 | 97,44 | 100,15 | 98,74 | 100,36 | |

- $(Ca_{0,94}Mg_{0,07})_1,01 (Mg_{0,72}Fe_{0,21}Ti_{0,02}Al_{0,07})_1,02 [Al_{0,19}Si_{1,81}O_6]$ $f = 22,5\%$
- $(Na_{0,94} 0,02)_{0,96} [Al_{0,96}Si_{2,04}O_6] H_2O$. 4. $(K_{0,90}Na_{0,04}) [Al_{0,94}Si_{2,06}O_6]$.
- $(Mg_{1,68}Fe_{0,32})_{2,00} [Si_{10}O_4]$ $f = 16,0\%$
- $(Ca_{0,93}Na_{0,04}Mg_{0,03}) (Mg_{0,70}Fe_{0,20}Pb_{0,04}Al_{0,06}Ti_{0,03})_{1,03} [Al_{0,18}Si_{1,86}O_6]$ $f = 24,6\%$
- $(Ca_{0,85}Na_{0,04}Mg_{0,01})_{1,0} (Mg_{0,70}Fe_{0,23}Pb_{0,04}Al_{0,04}Ti_{0,02})_{1,03} [Al_{0,11}Si_{1,89}O_6]$ $f = 24,8\%$
- $(K_{0,86}Na_{0,06})_{0,92} (Mg_{1,71}Fe_{0,65}Pb_{0,08}Ti_{0,35})_{2,79} (OH)_2 [Al_{1,30}Ti_{0,03}Si_{2,67}O_{10}]$ $f = 29,0\%$
- $(Na_{0,93} 0,03)_{0,96} Al_{0,96}Si_{2,04}O_6 H_2O$. 11. $(Na_{,60}Ca_{0,44})_{1,04} [Al_{1,47}Si_{2,06}O_6]$ Al_6O_{10}
- $(Na_{0,02}Ca_{0,09})_{1,01} (Mg_{0,77}Fe_{0,16}Ti_{0,02}Al_{0,07}) [Al_{0,14}Si_{1,86}O_6]$ $f = 17,2\%$
- $(Na_{0,07}Ca_{0,95})_{1,03} (Mg_{0,38}Mn_{0,03}Fe_{0,46}Pb_{0,08}Ti_{0,05}Al_{0,07})_{1,08} [Al_{0,30}Si_{1,70}O_6]$ $f = 63,7\%$
- $(Na_{0,08}K_{0,92})_{1,0} (Mg_{2,15}Fe_{0,43}Ti_{0,12}Al_{0,28}Zr_{2,98}(OH)_2)_{2,16} [Al_{1,26}Si_{2,74}O_{10}]$ $f = 16,7\%$
- $(Ca_{10,63}F_{5,60}O_{26})Cl_{0,09}$ 16. $Ca_{0,99}(Fe_{0,04}Al_{0,07}Ti_{0,92})_{1,03}Si_{1,01}O_5$
- $(Ca_{2,80}Mg_{0,03}Mn_{0,07}Fe_{0,06})_{2,96} (Pb_{0,135}Al_{0,59}Ti_{0,06})_{2,0} [Ti_{0,09}Si_{2,91}O_{12}]$
- $(Na_{0,17}K_{0,82})_{0,99} [Al_{0,99}Si_{3,01}O_6]$ 19. $Na_{6,0}Al_{15,64}Si_{6,27}O_{24} 0,05CaSO_4 0,44NaCl (1,22Na_2SO_4 0,85SO_4 0,35H_2O)$.

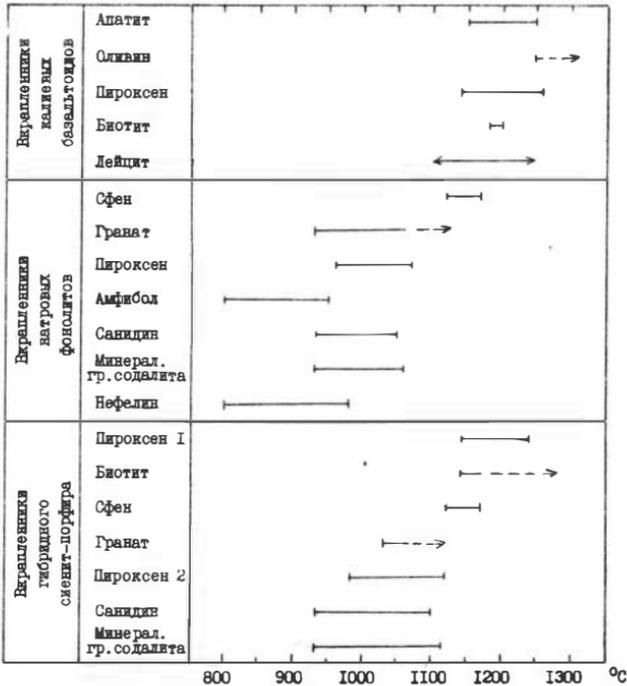
Состав кристаллических фаз во включениях и их кристаллохимические формулы

| № оор. | 7 | | | | 1768 ^A | | | | 5-6 | | | | | |
|---|----------|-------|---------------------|-------|-------------------|-------|--------|---------------------|----------|-------|--------|-------|-----------|-------|
| | пироксен | | оливин | | пироксен | | оливин | | пироксен | | оливин | | | |
| | 1/2 | 2/1 | Ср.из3 ^X | 4/5 | 2/2 | 5/1a | 7/2 | Ср.из3 ^X | 1 | 1/д | 1/г | 7/ь | 6/г | |
| минерал | | | | | | | | | | | | | | |
| мвк/кпр. I/2в | | | | | | | | | | | | | | |
| 4639 | | | | | | | | | | | | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | ь | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| SiO ₂ | 31,14 | 30,96 | 30,12 | 0,22 | 43,20 | 36,83 | 37,45 | 38,17 | 0,00 | 63,43 | 63,39 | 36,74 | 44,42 | 42,80 |
| TiO ₂ | 5,81 | 5,65 | 6,57 | 10,30 | 3,37 | 5,75 | 4,29 | 4,29 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,53 | 1,51 | 2,98 |
| Al ₂ O ₃ | 16,11 | 16,11 | 16,18 | 10,10 | 16,46 | 14,87 | 16,68 | 14,74 | 0,00 | 18,22 | 16,99 | 12,60 | 7,97 | 10,58 |
| FeO | 15,93 | 29,67 | 23,87 | 71,15 | 6,29 | 22,35 | 13,81 | 13,45 | 76,90 | 0,05 | 0,59 | 23,90 | 9,25 | 13,88 |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,22 | 0,45 |
| MgO | 10,34 | 3,06 | 11,62 | 2,26 | 7,96 | 11,75 | 15,15 | 11,56 | 0,69 | 0,07 | 0,00 | 7,24 | 11,35 | 6,60 |
| CaO | 0,27 | 0,26 | 0,23 | 0,00 | 1,56 | 0,23 | 0,15 | 0,64 | 0,44 | 0,12 | 0,13 | 1,87 | 22,81 | 21,82 |
| Na ₂ O | 0,57 | 0,63 | 0,86 | 0,00 | 1,50 | 0,56 | 0,62 | 0,53 | 0,00 | 0,35 | 2,02 | 9,51 | 0,52 | 0,10 |
| K ₂ O | 8,41 | 8,27 | 8,12 | 0,00 | 8,20 | 8,98 | 9,48 | 8,58 | 0,00 | 16,21 | 13,79 | 0,19 | 0,10 | 0,02 |
| H ₂ O | 4,50 | 4,50 | 4,50 | - | 4,50 | 4,50 | 4,50 | 4,50 | - | - | - | - | - | - |
| | 93,08 | 99,11 | 1 | 2,07 | 93,63 | 93,04 | 105,84 | 101,46 | 96,46 | 98,50 | 96,93 | 92,60 | 98,15 | 99,33 |
| 1. K _{0,87} (Mg _{1,25} Fe _{0,95} Pe _{0,14} Al _{0,10} Ti _{0,36}) ₂ 8,80(OH) ₂ [Al _{1,47} Si _{2,54} O ₁₀] | | | | | | | | | | | | | f = 46,4% | |
| 2. (K _{0,87} Na _{0,10}) _{0,97} (Mg _{0,32} Fe _{0,75} Pe _{0,28} Al _{0,04} Ti _{0,35}) ₂ 7,74(OH) ₂ [Al _{1,50} Si _{2,50} O ₁₀] | | | | | | | | | | | | | f = 84,3% | |
| 3. (K _{0,74} Na _{0,16}) _{0,90} (Mg _{1,24} Fe _{0,74} Pe _{0,19} Al _{0,24}) ₂ 9,91(OH) ₂ [Al _{1,13} Ti _{0,35} Si _{2,52} O ₁₀] | | | | | | | | | | | | | f = 53,5% | |
| 4. (Fe _{0,88} Na _{0,12}) ₁ (Fe _{1,25} Si _{0,01} Al _{0,43} Ti _{0,30}) ₂ 0,4 | | | | | | | | | | | | | | |
| 5. (K _{0,88} Na _{0,12}) ₁ (Mg _{0,84} Fe _{0,18} Al _{0,96} Ti _{0,20}) ₂ 1,8(OH) ₂ [Al _{0,77} Si _{3,23} O ₁₀] | | | | | | | | | | | | | f = 18% | |
| 6. (K _{0,87} Na _{0,10}) _{0,97} (Mg _{1,31} Fe _{0,81} Pe _{0,09} Ti _{0,33} Al _{0,10}) ₂ 6,64(OH) ₂ [Al _{1,22} Si _{2,78} O ₁₀] | | | | | | | | | | | | | f = 41% | |
| 7. (K _{0,88} Na _{0,12}) _{1,0} (Mg _{1,64} Fe _{0,74} Pe _{0,09} Ti _{0,20} Al _{0,17}) ₂ 8,84(OH) ₂ [Al _{1,28} Si _{2,72} O ₁₀] | | | | | | | | | | | | | f = 39,2% | |
| 8. (K _{0,84} Na _{0,08} Ca _{0,05}) _{0,97} (Mg _{1,31} Fe _{0,77} Pe _{0,09} Ti _{0,25} Al _{0,22}) ₂ 6,64(OH) ₂ [Al _{1,10} Si _{2,90} O ₁₀] | | | | | | | | | | | | | f = 39,3% | |
| 10. (Na _{0,2} K _{0,97}) _{0,9} (Al _{1,0} Si _{3,0} O ₈) | | | | | | | | | | | | | | |
| 11. (Na _{0,16} K _{0,86}) _{1,02} [Al _{0,98} Si _{3,02} O ₈] | | | | | | | | | | | | | | |
| 12. (Na _{3,0} Ca _{0,33}) _{3,33} (Mg _{1,80} Fe _{3,31} Ti _{0,06} Al _{0,53}) _{5,75} (OH) ₂ [Al _{1,89} Si _{2,6} O ₁₀] | | | | | | | | | | | | | | |
| 13. (Na _{0,04} Ca _{0,95}) _{0,99} (Mg _{0,65} Fe _{0,31} Al _{0,12}) _{1,08} [Al _{0,24} Ti _{0,04} Si _{1,72} O ₆] | | | | | | | | | | | | | f = 33% | |
| 14. (Mg _{0,09} Ca _{0,91}) _{1,0} (Mg _{0,31} Na _{0,02} Fe _{0,45} Al _{0,23}) _{1,01} [Al _{0,25} Ti _{0,09} Si _{1,66} O ₆] | | | | | | | | | | | | | f = 54% | |

Таблица 8

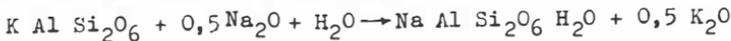
Состав стекла из частично рекристаллизованных включений расплава во закрепленных щелочных вулканитов

| № оор. | A-52 | | | | 7 | | | | 1768 A | | | | ФИ-1 | | | | 5-6 | | | |
|--------------------------------|----------|--------|----------|--------|---------|--------|----------|-------|----------|-------|--------|--------|----------|-------|--------|----|----------|----|--------|----|
| | пироксен | | пироксен | | оливин | | пироксен | | пироксен | | оливин | | пироксен | | оливин | | пироксен | | оливин | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
| минерал | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| нормальные составы | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| аномальные составы | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| № вкл. | Ср.из3 | Ср.из6 | 3 | 4 | Ср.из 7 | Ср.из8 | 1 | 1 | 1a | 3 | Ср.из3 | Ср.из5 | 1 | 2 | 1 | | | | | |
| SiO ₂ | 57,50 | 58,90 | 60,12 | 55,25 | 63,90 | 61,60 | 42,94 | 59,56 | 47,89 | 64,36 | 31,65 | 43,01 | 61,67 | 47,94 | 40,35 | | | | | |
| TiO ₂ | 0,19 | 0,23 | 0,40 | 0,00 | 0,00 | 0,10 | 0,00 | 0,14 | 0,14 | 0,29 | 0,31 | 1,14 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 22,34 | 24,80 | 26,60 | 30,97 | 21,28 | 21,40 | 26,68 | 21,57 | 32,22 | 21,14 | 16,23 | 10,10 | 17,70 | 22,69 | 32,46 | | | | | |
| FeO | 2,03 | 1,16 | 1,00 | 0,00 | 0,33 | 1,80 | 0,36 | 2,16 | 0,10 | 0,10 | 23,31 | 13,64 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | | | | |
| MnO | - | - | - | - | - | - | 1,28 | 0,20 | 0,00 | 0,00 | 1,38 | 1,25 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | | | | |
| MgO | 0,10 | 0,31 | 0,58 | 0,26 | 0,04 | 0,10 | 0,00 | 0,09 | 0,06 | 0,00 | 8,55 | 0,26 | 0,31 | 0,06 | 0,00 | | | | | |
| CaO | 2,17 | 1,48 | 4,23 | 0,00 | 0,80 | 0,40 | 4,20 | 5,42 | 0,27 | 0,38 | 0,41 | 21,23 | 2,63 | 8,85 | 5,90 | | | | | |
| Na ₂ O | 4,10 | 3,11 | 2,10 | 13,10 | 5,22 | 4,50 | 0,78 | 1,99 | 12,52 | 7,80 | 0,13 | 1,36 | 6,22 | 6,70 | 4,80 | | | | | |
| K ₂ O | 8,85 | 5,13 | 1,70 | 2,67 | 7,36 | 11,20 | 7,28 | 4,75 | 0,73 | 2,84 | 4,33 | 3,17 | 4,28 | 2,13 | 0,42 | | | | | |
| P ₂ O ₅ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | - | 0,12 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | | | | |
| Cl | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | - | 0,00 | 0,00 | 5,28 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,32 | 0,75 | | | | | |
| SO ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 1,86 | | | | | |
| H ₂ O | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 5,00 | 3,00 | 5,00 | 5,00 | 3,00 | | | | | |
| Сумма | 97,28 | 95,12 | 96,36 | 103,10 | 98,93 | 101,10 | 83,64 | 95,88 | 99,23 | 96,90 | 91,37 | 98,16 | 97,01 | 95,55 | 99,15 | | | | | |



Было обращено внимание на несоответствие соотношений щелочей (преобладание Na_2O над K_2O) в валовых составах описываемому минералогическому составу пород. Детальные исследования изотропных салических вкрапленников современными методами показали, что они представлены не лейцитом, а анальцитом в базальтах и минералом группы содалита в фонолитах 5.

Состав стекловатых и сингенетичных им кристаллических включений в пироксене (табл.6, А-52 и табл.6, 4) показал, что изначально расплав был калиевым. На ранних этапах (1250°C) из расплава кристаллизовались пироксен и лейцит, о чем свидетельствует большое количество мельчайших его кристаллитов, захваченных при кристаллизации пироксена. В более низкотемпературную стадию происходил ионный обмен, в результате чего вкрапленники лейцита заместились анальцитом по схеме:



Подобный путь развития, вероятно, характерен не только для

исследованных базальтоидов, но и для многих базальтов, называемых в настоящее время анальцимовыми и имеющих в валовом составе преобладание Na_2O над K_2O . Поэтому, желая подчеркнуть генетическую сторону самого явления, нам кажется более целесообразным называть подобные породы аполейцитовыми.

При сравнении составов частично раскристаллизованных и стекловатых включений из пироксенов щелочных базальтоидов трех геосинклинальных областей Советского Союза обращает на себя внимание полная их идентичность (табл. 7 и 8). Эти включения можно рассматривать как многокомпонентные силикатные микросистемы, в которых наблюдается "идеальная" картина кристаллизационной дифференциации, направленной в сторону уменьшения темноцветных компонентов (FeO , MgO и CaO). После того, как выкристаллизуется фаза, соответствующая по составу минералу-хозяину, в данном случае пироксену, рудные минералы и биотит, остается стекло, существенно обогащенное Al_2O_3 с SiO_2 , соответствующим граносиенитовым и сиенит-трахитовым составам, не имеющее себе аналогов среди известных типов изверженных пород. Детальное изучение состава вкрапленников и включений расплава из них в вулканитах фonoлитового состава позволило предположить образование своеобразного гауин-содалитового сиенит-порфира путем гибридизации двух различных по составу магм: основной - калиевой и фonoлитовой. Смешение происходило на стадии уже достаточно богатой фeнокристаллами. В пользу такого предположения свидетельствуют следующие факты: 1) наличие двух разных по составу пироксенов- PxI и Px2 (табл. 6, I2 и I3) с реакционными каемками первого на втором и второго на первом; 2) высокие температуры гомогенизации, отсутствие свободной жидкой фазы и соответствующий калиевым базальтоидам состав стекла во включениях расплава в пироксене PxI (табл. 8); 3) присутствие вкрапленников высокотемпературного биотита с низкой железистостью (табл. 6, I4) во включениях которого обнаружена кристаллическая фаза (табл. 7, I3), близкая по составу PxI ; 4) относительно низкие температуры гомогенизации, наличие свободной жидкой фазы во включениях и аномальный состав стекол включений в пироксене 2, гранате, санидине и минерале группы содалита как результат их вторичного плавления (табл. 8).

Таким образом, пироксен I и вкрапленники биотита являются минералами основной породы (например, калиевого тефрита, имеюще-

го развитие в данном районе), гранат, пироксен 2 и калиевые минералы принадлежат габин-содалитовому фonoлиту, часть которого находится в непосредственной близости от изучавшегося сиенит-порфира. Апатит мог кристаллизоваться и в той и в другой породе. Более низкотемпературные вкрапленники, попавшие из другой породы, подверглись частичному вторичному плавлению. В гранате и минерале группы содалита плавился сам минерал-хозяин, в пироксене 2 плавлению подверглись кристаллики рудного минерала, к которым прилипли капельки богатого водо-хлоридной составляющей расплава. В сфене и апатите вторичного плавления не происходило, так как оба минерала достаточно высокотемпературны [79,81].

Л.И.Панина, Н.М.Подгорных, Е.Н.Булгакова

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

а. Об условиях кристаллизации пород щелочных ультрасосновных (карбонатитовых) комплексов

Проведенные ранее исследования [26₃] показали, что образование главных разновидностей пород щелочных ультрасосновных (карбонатитовых) комплексов происходило на магматическом этапе, по-видимому, из одного исходного силикатного расплава при проявлении процессов кристаллизационной дифференциации. Кристаллизация расплава начиналась с выделения тугоплавких магниевых минералов. С понижением температуры в расплаве постепенно накапливались щелочи, соли, вода и другие летучие компоненты. На последней стадии эволюции магмы существовали низкоплавкие ($\leq 1000^{\circ}\text{C}$) солевые расплавы, из которых кристаллизовались карбонатные минералы карбонатитов. Установлено также, что температуры начала кристаллизации одноименных минералов во всех породах одинаковы и порядок выделения минералов тоже везде одинаковый и соответствует схеме: оливин ($\geq 1450^{\circ}\text{C}$) – пироксен ($1320-1300^{\circ}\text{C}$) – меллит ($1230-1200^{\circ}\text{C}$) – нефелин ($1200-1150^{\circ}\text{C}$) – апатит ($1200-1170^{\circ}\text{C}$) – карбонаты (несколько выше 750°C).

Вместе с тем оставались невыясненными многие особенности кристаллизации пород этого комплекса. Так, вызвало сомнение, что установленный порядок кристаллизации минералов сохранится в

том случае, когда структурные взаимоотношения минералов как будто бы противоречат ему. Недостаточно ясными были генезис и условия кристаллизации сложных серий ультраосновных, меллитовых и щелочных пород, характеризующихся усложненным минеральным составом, шпирово-такситовым обликом, коррозионными и кристаллобластовыми структурами, наличием мономинеральных скоплений и прожилков. Совершенно неизвестен был химический состав силикатных расплавов, законсервированных во включениях различных минералов. Оставались мало изученными условия формирования апатитовых руд комплекса. Неизвестен был химический состав солевых расплавов.

Нами были начаты исследования по выяснению возникших вопросов [25_з, 25_к, 66, 68, 69].

Методами термобарогеохимии были исследованы ийолит-порфиры, являющиеся краевой и дайковыми фациями щелочных пород Турьего мнса [66]. Казалось бы, в этих породах ранее установленный порядок выделения минералов должен нарушаться: нефелин вкрапленников должен был кристаллизоваться ранее и при более высоких температурах, чем мелкие зерна пироксена. Специально проведенные исследования не подтвердили этого предположения. По данным гомогенизации расплавных включений, оказалось, что мелкие зерна пироксена кристаллизовались при 1320-1290°C, а вкрапленники нефелина - при более низких температурах: центральные их части вкрапленников при 1230°C, периферийные - при 1140-1090°C. Следовательно, при кристаллизации ийолит-порфиров последовательность выделения минералов была такой же, как и при кристаллизации всех ранее изученных пород комплекса. Данный факт предполагаемого несоответствия последовательности выделения минералов их структурным взаимоотношениям и степени идиоморфизма, по-видимому, можно довольно просто объяснить, исходя из геологического положения ийолит-порфиров. Поскольку они относятся к краевой фации щелочных пород, можно полагать, что в начальную стадию кристаллизации пироксена произошло резкое охлаждение расплава. Это могло вызвать вначале спонтанное образование микролитов пироксена, а затем консервацию их роста. Кристаллизация нефелина протекала при более низких температурах и, по-видимому, в более спокойных условиях. Зерна нефелина достигали размеров вкрапленников, форма их была, в основном, идиоморфной, поскольку содержащиеся в расплаве мелкие зерна пироксена не могли ме-

шать их свободному росту. Микролиты лироксена нередко пойкилитово захватывались фельдшпатом, а иногда даже фиксировали его зоны роста.

Следующий этап исследования включал изучение сложных серий пород, которые в своем составе содержат большое количество минералов, имеют шпирово-такситовый облик, коррозионные и кристаллобластовые структуры. Такого типа породы чаще всего встречаются в зонах контакта одних петрографических разностей с другими, и, по мнению большинства исследователей, относятся к продуктам метасоматической переработки. Нами были исследованы так называемые "нефелинизированные" пироксениты и перидотиты, "мелалитизированные" и "карбонатизированные" щелочные породы, мелалитовые и нефелиновые прожилки и обособления [66]. И везде в минералах были обнаружены включения силикатных расплавов или расплаво-растворов. Причем, включения были обнаружены не только в основных породообразующих минералах, которые можно было бы отнести к реликтовым минералам метасоматически измененных пород, но и в минералах, которые многие исследователи считают новообразованными, возникшими в результате метасоматического процесса: как, например, нефелин в пироксените или мелалит в щелочной породе. Включения силикатных расплавов были также обнаружены и в нефелине, и в мелалите мономинеральных прожилков и обособлений. Причем температуры гомогенизации включений во всех случаях соответствовали тем значениям, которые были зафиксированы при гомогенизации включений в одноименных минералах ранее исследованных основных петрографических серий: например, для Гулинского плутона установлено, что кристаллизация нефелина происходила в пироксените при 1080–950°C, в ийолитах-мельтейгитах – при 1100–870°C. То же самое можно сказать и про пироксен, мелалит и другие минералы.

Подобные выводы о кристаллизации в магматическую стадию мономинеральных прожилков и пород с кристаллобластовыми, коррозионными и мозаичными структурами были также сделаны Д.Уэйджером и Г.Брауном (1970) при исследовании расслоенных интрузий. Такие структуры и мономинеральные обособления, по их мнению, могли возникнуть при процессах орто- и адкумулятивной кристаллизации. При ортокумулятивной кристаллизации дорастание примокристов происходит за счет межкристального расплава, вследствие чего первоначальные взаимоотношения минералов нарушаются, идиоморфизм при-

мокростов частично или полностью исчезает, структуры приобретают "метасоматический" характер. При адкумулятивной кристаллизации межкристалльная жидкость частично или полностью вытесняется разросшимся материалом кумюлята, которым и слагаются отдельные прожилки и гнезда. Процесс адкумулятивной кристаллизации, по данным Л.Уэйджера и Г.Брауна, протекает при тех же температурах, при которых возникали кумюлятивные прямокристы. В исследованных нами породах температуры кристаллизации нефелина, меллиита и пироксена в мономинеральных прожилках и содержащих их породах также очень близкие.

С помощью микрозондового анализатора мы попытались проанализировать составы расплавных включений в пироксенах из пироксенитов, нефелин-меллиитовых пород и ийолитов. Во всех этих породах температуры гомогенизации включений были практически одинаковыми: 1320–1190°C. Перед анализом включения нагревались до полного расплавления кристаллических фаз, а затем очень быстро охлаждались для застеклования содержащего вакуолей. Впоследствии застеклованные включения анализировались на микрозонде. Полученные результаты четко показали, что составы включений в различных породах, так же как и температуры их гомогенизации, очень близкие и сопоставимые. Причем, химические составы включений довольно значительно отличаются как от составов пироксенов, так и от составов пород. Следовательно, несмотря на то, что пироксен входит в состав различных пород комплекса, его кристаллизация во всех случаях происходила из одного мало меняющегося по составу расплава. Существенные изменения в составе расплава, по-видимому, приводили к исчезновению пироксена и кристаллизации другого минерала, вероятнее всего, меллиита. Можно предположить, что появление различных типов пород обусловлено различными качественными и количественными сочетаниями пироксена с другими минералами, выделяющимися до и после него из магматического расплава.

При изучении условий кристаллизации апатитовых руд выяснилось, что природа этих образований гетерогенная [84_е]. Часть апатитового оруденения кристаллизовалась из силикатных расплавов примерно при тех же температурах, которые были установлены для нефелина щелочных пород: 1200–1120°C. К таким рудам относятся форстерит-магнетит-apatитовые образования и апатитовое

оруденение в ийолитах-мельтейгитах. Другая часть апатитовых руд, которую Л.С.Егоров (1976) относит к фенитовому (экзоконтактные апатит-эгириновые породы) и карбонатитовому (кальцит-флогопит-пироксен-apatитовые породы) типам, кристаллизовалась из солевых расплавов и расплавов-расплавов при 1010-860°C, т.е. при температурах кристаллизации карбонатных минералов карбонатитов. Состав включений солевых расплавов в апатите, по данным микросондового анализа, близок к составу щелочного карбонатитового расплава вулкана Олдоиньо-Ленгаи в Танзании.

Условия минералообразования в карбонатитовых комплексах Восточного Саяна*. Одной из особенностей Восточно-Саянской карбонатитовой провинции (ВСКП) является ее структурное положение, которое позволяет относить ее ко второму типу провинций проявления ультраосновного щелочного магматизма (Шейнманн и др., (1961) в соответствии с их пространственной позицией относительно основных структур земной коры, т.е. к провинциям зон сочленения платформ и консолидированных складчатых областей.

Три изучаемых нами массива ВСКП: Белозиминский, Среднезиминский, Большетагнинский располагаются в тектонически ослабленных участках на пересечении глубинного разлома северо-западного простирания и оперяющихся его нарушений северо-восточного направления. В строении массивов принимают участие пироксениты, породы ряда якупирангита-уртита, нефелиновые и щелочные сиениты, пиритовые порфириты, карбонатиты.

Мнение всех геологов, изучавших данные объекты, полностью совпадают лишь в одном: формирование массивов происходило в несколько этапов. Что же касается вопросов генезиса отдельных типов и разновидностей пород, то здесь имеется ряд разногласий, касающихся главным образом роли магматических и метасоматических процессов в формировании пород комплекса. Наши исследования последних лет тесно связаны с этими вопросами.

Ранее [25, 26, 69] были намечены общие черты формирования исследуемых массивов на основании данных термобарогеохимических исследований отдельных минералов и их сравнительной характеристики, которые сводятся к следующему: 1) формирование пироксенитов, якупирангит-уртитов, карбонатитов происходило на магматиче-

* Раздел написан Н.М.Подгорных.

ском этапе становления массивов; 2) в процессе кристаллизационной дифференциации расплав обогащался летучими компонентами (в первую очередь, CO_2 и H_2O). Эволюция расплава может быть описана схемой: расплав – расплав–раствор – расплав–рассол; 3) кристаллизация минералов осуществлялась в широком температурном интервале и при значительных давлениях.

С целью выяснения некоторых условий формирования пород карбонатитовых комплексов Восточного Саяна нами были детализированы: 1) термобарогеохимические исследования основных породообразующих минералов; 2) их минералого–петрографические исследования, а также изучены термолуминесцентные свойства и химизм отдельных минералов. Новые данные подтверждают высказанное нами ранее предположение о комагматичности членов ультраосновных щелочных комплексов, а также указывают на существенное влияние постмагматических процессов при формировании современного облика исследуемых комплексов.

Петрографическими наблюдениями устанавливается следующий порядок выделения минералов в породах комплекса: апатит – оливин – магнетит – пироксен – нефелин – кальцит. Термометрическими данными в целом подтверждается установленный порядок кристаллизации.

Важно отметить, что апатит, начиная кристаллизоваться одним из первых, относится к числу "сквозных" минералов, поскольку присутствует во всех разновидностях пород карбонатитовых комплексов, а также содержит первичные включения различных типов минералообразующих сред: расплава – расплава–рассола (раствора) – гидротермального раствора. Подобные закономерности были отмечены Л.И.Паниной при изучении условий кристаллизации апатита в карбонатитовых массивах Маймеча–Котуйской провинции [84e]. Интервал температур гомогенизации первичных включений в апатите из карбонатитовых комплексов Восточного Саяна составляет 1280–180°C. Этот факт можно рассматривать, с одной стороны, как свидетельство эволюции минералообразующей среды в процессе кристаллизационной дифференциации, с другой стороны, наличие первичных газовой–жидких включений может оказаться результатом перекристаллизации раннего апатита при воздействии высокотемпературных гидротермальных растворов в условиях, отвечающих постсингенетическому периоду существования пород.

Кроме включений минералообразующих сред, в апатите были обнаружены и изучены твердые включения минералов - "предшественников", которые представлены выделениями кальцита, флюорита, портландита. Если присутствие первых двух - явление довольно обычное, то присутствие портландита в природных карбонатитовых ассоциациях отмечается впервые, хотя на возможность обнаружения портландита именно в апатитах из карбонатитов указывал еще П.Д. Уилли (1969). Необходимо отметить, что диагностика портландита в нашем случае чрезвычайно сложна, поскольку размеры его выделений составляют лишь первые десятки микрон. Наличие портландита в природных карбонатитовых ассоциациях является прямым доказательством правомочности распространения некоторых условий эксперимента по карбонатитообразованию в искусственных системах на природные объекты.

Если с помощью методов термобарогеохимии можно решать вопросы о P-T условиях и агрегатном состоянии минералообразующей среды, то изучение химизма сосуществующих минералов может существенно дополнить и расширить наши знания в этой области, а также получить сведения о направленности в изменении химического состава минералообразующей среды.

Моноклинные пироксены в массивах ВСКП являются основной составной частью пород и представляют наибольший интерес для выяснения эволюции химического состава, среды и условий минералообразования.

В процессе минералого-петрографических исследований, а также с помощью рентгеноспектрального микроанализатора, при исследовании химического состава пироксенов из якупирангит-уртитов и нефелинизированных пироксенитов было установлено в ряде случаев их зональное строение. Под микроскопом в шлифе граница зерен наблюдается по цветовой окраске. Резкая граница (первые микрометры) между зонами намечается и по содержанию отдельных элементов. При этом различие в химсоставе зон заключается в следующем: центральная (ранняя) зона обогащена Al_2O_3 , TiO_2 и обеднена SiO_2 , MgO , MnO по сравнению с внешней (поздней) зоной, при одинаковом содержании CaO . Ясно, что наличие резкой границы между зонами свидетельствует о быстром (скачкообразном) изменении условий минералообразования, которое может быть вызвано: 1) изменением химического состава среды; 2) изменением температурного ре-

кьяма; 3) изменением давления. Трудно представить себе модель кристаллизации зонального пироксена с резкой границей между зонами путем изменения первых двух параметров, если учесть, что кристаллизация его происходила не в поверхностных условиях, а в магматическом очаге. Более реально предположить изменение второго и третьего параметров, однако наличие в обеих зонах пироксена включений расплава, интервалы температур гомогенизации которых либо близки, либо совпадают, позволяют предположить, что кристаллизация раннего пироксена, содержащего повышенное количество чермакитового компонента началось при более высоком давлении, снятие которого привело к кристаллизации пироксена менее богатого чермакитовым компонентом (Добрецов и др., 1971).

С другой стороны, малокальциевые, высокожелезистые пироксены Среднеазиатского массива большей частью практически стерильны от каких-либо включений. С помощью рентгеноспектрального микроанализатора был проведен качественный анализ химического состава кристаллов пироксена по разрезам, перпендикулярным и параллельным оси С, который показал однородность распределения в них таких основных элементов, как Si, Ti, Fe, Mg, Ca, Na. Эти обстоятельства позволяют предполагать, что исследованные пироксены образовались либо в среде с чрезвычайно спокойной обстановкой минералообразования, либо после образования они находились в активной среде определенное время, достаточное для выравнивания их химического состава, в течение которого кристаллы пироксена имели возможность "освободиться" от всякого рода включений, в том числе и от включений минералообразующих сред,

б. Об особенностях кристаллизации и состава сынырских ультракалшевых пород

В настоящее время остро дискутируется вопрос о целесообразности вовлечения в промышленную переработку сыныритов — нового комплексного сырья, содержащего до 22% Al_2O_3 и 19% K_2O .

Ясно, что для успешных разработок технологических схем разложения сыныритов нужны конкретные данные о химическом составе слагающих породу минералов. Вместе с тем следует учитывать, что использование обычных аналитических методов для этих целей невозможно из-за тонкого взаимного прорастания силикатных минералов.

На рентгеновском микроанализаторе JXA-5A нами изучались силикатные минералы, слагающие синныриты и порфириновые псевдолейцитовые сиениты. Выяснилось, что в изучаемых породах грубые симплектовые вростки сложены преимущественно нефелином, а отдельные изолированные зерна фельдшпата - кальсилитом. Установлено также, что весь натрий, фиксируемый в валовом химическом составе пород, сосредоточен в нефелине, а калий распределен между кальсилитом, калишпатом, нефелином и биотитом. По данным рентгеноспектрального анализа, калишпат представлен чисто калиевой разновидностью, совершенно не содержащей альбитового компонента. Его кристаллохимическая формула (осредненная) соответствует: $K_{0,974} (Al_{1,010} Si_{2,999})_{4,009} O_8$. На состав калишпата практически не влияет наличие или отсутствие в нем симплектитовых вросток фельдшпата.

Химический состав нефелина в синныритах и порфиридных псевдолейцитовых сиенитах близок к составу нефелинов из ультракальевых эффузивных пород и щелочных образований карбонатитовых комплексов, но значительно отличается от состава нефелина ацпайтовых и миаскитовых пород (Костюк, 1974). Кристаллохимическая формула синнырского нефелина следующая (осредненная): $(Na_{0,742} K_{0,254})_{0,996} (Al_{0,975} Fe^{0,004} Si_{1,016})_{1,995} O_4$. По компонентному составу ($Ne_{71,5} Kc_{24,3} K_{4,2}$) нефелин очень близок к идеальному составу по Бергеру (Buerger a.e., 1947); стехиометрические соотношения атомов калия и натрия в нем соответствуют 1:3.

Кальсилит, так же как и калишпат, является чисто калиевой разновидностью ($K_{0,964} (Al_{0,30} Fe^{0,010} Si_{1,013})_{2,070} O_4$). Его компонентный состав соответствует формуле: $Kc_{97,4} K_{2,6}$.

Нами было также установлено, что нефелин и кальсилит могут тесно ассоциировать друг с другом, одновременно присутствуя в одном образце и даже в одном шлифе синныритов. При этом химический состав нефелина обычно близок к предельному по насыщенности калием, а кальсилит совершенно лишен натровой составляющей. Можно полагать, что одновременное нахождение двух разных фельдшпатов в синныритах связано с разрывом смешиваемости в системе нефелин-кальсилит, как это наблюдалось Т.Сахамой для лав Ныра-

гонго (Sahama, 1960).

Уникальность химического состава минералов, слагающих ультракальциевые породы Сыннырского плутона, безусловно, отражает уникальность и необычайность минералообразующей среды, из которой они кристаллизовались. Ранее было установлено (Панина, 1972), что силикатные минералы в нефелиновых и порфиroidных псевдолейцитовых сиенитах кристаллизовались из высоконагретых щелочных расплавов, обогащенных водно-солевой составляющей: нефелин кристаллизовался при 1100–860°C, калишпат – при 840°C. В магматическую стадию в момент кристаллизации нефелина осуществлялась трансформация лейцита в псевдолейцитовый агрегат. Вместе с тем физико-химические условия начала раскристаллизации исходного расплава, когда происходила кристаллизация феррических минералов и лейцита, были неизвестны.

Мы попытались частично решить этот вопрос, изучая методами термобарогеохимии условия кристаллизации пироксена в дитроитах, фойяитах, сынныритах, порфиroidных псевдолейцитовых сиенитах и пуласкитах [67]. В пироксене всех этих пород были обнаружены включения силикатных расплавов, которые гомогенизировались в безнефелиновых пуласкитах при 1280–1190°C, в нефелиновых породах при 1250–1150°C. Следовательно, исходный щелочной расплав был сухим и его раскристаллизация началась при очень высоких температурах. Разница температур кристаллизации пироксена в породах разной щелочности по всей видимости свидетельствует, что дифференциация исходного магматического расплава происходила не на месте становления интрузии, а на более глубоких горизонтах, откуда поэтапно поднимались разные дифференциаты. Об этом также свидетельствует двухфазное строение Сыннырского плутона.

Включения силикатных расплавов были обнаружены также в микролитах пироксена, оконтуривающих в порфиroidных псевдолейцитовых сиенитах зоны роста вкрапленников ранее существовавшего лейцита, ныне превратившегося в псевдолейцитовый агрегат. Температуры их гомогенизации соответствуют 1250–1200°C. Эти температуры, естественно, близки или незначительно ниже температур, при которых происходила кристаллизация лейцита и захват им микролитов пироксена. Полный температурный интервал кристаллизации лейцита, по-видимому, был более широким: по крайней мере периферийные зоны его вкрапленников кристаллизовались заведомо при более

низких температурах, чем 1200°C. Совместно с лейцитом, вероятно, на всем протяжении его образования, кристаллизовался также и пироксен. По температурам кристаллизации этих минералов ультракальциевые породы Сыннырского плутона близки к щелочным базальтоидам, но резко отличаются от обычных натровых пород (Магматогенная кристаллизация..., 1975). Вместе с тем по химизму они аномальны как к лейцитовым базальтоидам, так и нефелиновым сиенитам: у них высокая железистость сочетается с существенной магнезиальностью фемических минералов (Костяк, 1974). Своеобразие химического состава ультракальциевых пород Сыннырского плутона и высокие температуры их кристаллизации не позволяют считать их производными базальтовой или гранитной магм. С некоторыми оговорками можно допустить, что эти породы кристаллизовались из самостоятельных высококальциевых расплавов, которые могли существовать на больших глубинах, примерно вблизи границы Мохо.

И.Т.Бакуменко, О.Н.Косухин, В.А.Симонов, В.П.Чупин

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГАББРОИДОВ, ГРАНИТОИДОВ И ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

а. Изучение включений в минералах габброидов

Нам впервые удалось обнаружить расплавленные включения в плагиоклазе в темноцветных минералах габброидов из офиолитов (Иран, Корякское нагорье, Кузнецкий Алатау) и из габбро-сиенитовых массивов (Сев.Монголия). Исследования показали термобарогеохимическое, петрохимическое и минералогическое сходство этих габброидов с изученными ранее (Бакуменко и др., 1975) анортитовыми габбро и троктолитами, залегающими в фундаменте ряда островных вулканов Курило-Камчатской провинции.

Образцы гигантозернистых эвкритоподобных габбро-пегматитов, на которых удалось провести первые исследования [7] были отобраны Н.Л.Добреевым в офиолитах Ирана (р-н Сабзевар, около кишлака Табаш). Габбро-пегматиты здесь образуют жилы и штировые обособления среди неравнозернистых неслоистых эвкритовых габбро. Формирование габбро-пегматитов многими исследователями связывалось с процессами сегрегации или метасоматической переработкой габбро. Однако вопреки этим взглядам, в крупных (до 15 см) сдвойникованных кристаллах совершенно неизмененного анор-

тита из анортит-пироксенового габбро-пегматита вообще не были обнаружены даже вторичные газово-жидкие включения. Вместе с тем ранние зоны анортита местами оказались насыщенными высокотемпературными первичными расплавленными включениями (1435–1380°C). Расплавленные включения выявлены и в более поздних зонах этих кристаллов плагиоклаза. Первичные включения здесь гомогенизируются при температуре 1350–1280°C. Среди мнимовторичных включений есть и более низкотемпературные (вплоть до 1260°C).

Приведенные данные не оставляют сомнений в том, что иранские габбро-пегматиты имеют магматическое происхождение и кристаллизовались из высокотемпературных сухих базальтовых магм.

Сопоставимые данные, в том числе и по включениям в пироксене, были выявлены при изучении офиолитовых габбро-пегматитов и габбро Корякского нагорья [61] и Кузнецкого Алатау.

В Корякском нагорье включения изучались в минералах из габброидов Кульского габбро-гипербазитового плутона (Западно-Чукотский офиолитовый пояс).

Включения минералообразующих сред обнаружены в минералах даек пегматоидных габбро-норитов, в минералах мелкозернистых габбро-норитов из центральных частей сравнительно крупных тел и в оливиновых габбро контактовых зон этих тел.

Пегматоидный габбро-норит (габбро-пегматит) из дайки мощностью около 10 метров, секущей серпентиниты, сложен в основном плагиоклазом, клинопироксеном и ортопироксеном, кристаллы которых имеют размеры до 3–4 см. Плагиоклаз (№ 95 и ниже) содержит многочисленные раскристаллизованные расплавленные включения. Полная гомогенизация этих включений происходит при 1310–1380°C.

В клинопироксене (авгит) и ортопироксене (бронзит) также обнаружены первичные расплавленные включения. Однако при нагревании свыше 1050–1000°C пироксены сильно окисляются, темнеют и определение температур гомогенизации становится невозможным.

Мелкозернистые габбро-нориты, сложенные плагиоклазом, клинопироксеном и ортопироксеном, были отобраны в западной части крупного тела габброидов, прорывающего гипербазиты. В ортопироксене этих пород расплавленные включения не обнаружены. В плагиоклазе (битовнит) наблюдаются два типа включений: высокотемпературные (1130–1180°C) первичные включения раскристаллизованного расплава и мнимовторичные многофазовые включения расплавов-рас-

солов ($T_{\text{гом}} - \text{выше } 400^{\circ}\text{C}$). Клинопироксен (авгит) этих габбро-норитов содержит многочисленные первичные расплавные включения с температурами гомогенизации $1050-1150^{\circ}\text{C}$ (т.е. ниже, чем в плагиоклазе).

Оливиновые габброиды из эндоконтактных частей габброидных тел сложены плагиоклазом (анортит), клинопироксеном (диопсид) и оливином (хризолит). Возникновение этих приконтактных пород часто рассматривается как результат парамагматического взаимодействия габброидного расплава с гипербазитами. Для оливина характерны мнимовторичные силикатно-солевые (?) включения ($T_{\text{гом}}$ выше 900°C). В плагиоклазе обнаружены только вторичные газосжидкие включения ($T_{\text{гом}} = 200-450^{\circ}\text{C}$). Для клинопироксена характерны два типа включений: первичные расплавные ($T_{\text{гом}} = 1070-1030^{\circ}\text{C}$) и включения расплаво-рассолов, содержащие кристаллики силикатов, солей, жидкость и газ ($T_{\text{гом}} = 870-670^{\circ}\text{C}$).

Проведенные исследования показали, что габброиды Кульского массива кристаллизовались из высокотемпературных силикатных расплаво. Кристаллизация плагиоклаза габбро-пегматитов происходила практически без участия летучих при температуре $1380-1310^{\circ}\text{C}$ и ниже. Температуры кристаллизации габбро-норитов значительно ниже (плагиоклаз - $1130-1180^{\circ}\text{C}$, авгит - $1150-1050^{\circ}\text{C}$), что говорит о заметном накоплении летучих компонентов в очаге кристаллизующегося расплава. В эндоконтактных оливиновых габброидах температуры кристаллизации диопсида еще ниже ($1070-1030^{\circ}\text{C}$) и на постремагматическом этапе эти породы подверглись интенсивной переработке.

Сходные данные удалось получить и по габброидам офиолитового дайкового комплекса. В Среднетерсинском габбро-гипербазитовом массиве (Кузнецкий Алатау) дайки габброидов секут гипербазиты, полосчатые габбро и располагаются среди эффузивно-осадочных толщ. Расплавные включения были обнаружены во вкраплениях моноклинных пироксенов (образцы А.И. Гончаренко, П.П. Кузнецова, В.А. Симонова). Температуры гомогенизации включений в клинопироксенах из габбро-порфиритов - $1220-1260^{\circ}\text{C}$; из пироксеновых порфиритов - $1150-1200^{\circ}\text{C}$ и иногда до 1280°C ; из диабазов и диабазовых порфиритов - $1250-1280^{\circ}\text{C}$.

Расплавные включения были обнаружены и изучены также в плагиоклазе габброидов габбро-сyenитовых ассоциаций. В.П. Чупиным

термометрически изучались [94] образцы, отобранные в Западном Нарин-Толбуригольском позднепермском массиве (Орхон-Селенгинский прогиб, Сев.Монголия). Массив прорывает верхнепермскую базальтовую толщу. Периферическая зона массива сложена оливиновыми и оливин-авгитовыми габбро с высокотемпературным плагиоклазом (1010-1070°C). Затем габбро постепенно переходит в сиенитодiorиты, а центральная часть массива сложена сиенитами и кварцевыми амфибол-биотитовыми сиенитами. Кварц последних кристаллизовался уже при низких температурах (720-680°C).

Таким образом, представления о первичном формировании габброидов в офиолитовых и габбро-сиенитовых сериях пород путем немагматической "габброизации" или других метасоматических и сегрегационных процессов противоречат приведенным выше данным. Офиолитовые габброиды оказались более высокотемпературными, чем габброиды габбро-сиенитовых комплексов. Температуры кристаллизации офиолитовых габброидов сопоставимы с температурами кристаллизации эвкритоподобных пород, залегающих в фундаменте островодужных вулканов.

6. Условия кристаллизации некоторых формационных типов гранитоидов

Для характеристики магматического этапа кристаллизации гранитоидов особый интерес представляют нормальные затвердевшие включения изначально гомогенных расплавов (по ним можно судить о температуре, составе и плотности магмы в момент ее захвата кристаллизующимися минералами) и первичные флюидные включения, сингенетичные с расплавами (они характеризуют флюиды, обособившиеся при вскипании магмы). По ним можно определять состав отделившихся флюидов, их давление, плотность и другие свойства.

Количество воды и углекислоты, растворенных в расплаве, устанавливалось расчетным способом по объемным соотношениям флюидной и силикатной составляющих включений и их плотности. Величина флюидного давления с достаточной точностью оценивалась по параметрам сингенетичных флюидных и расплавных включений. Определен состав и концентрацию водных растворов и плотность углекислоты во флюидных включениях, по соответствующей экспериментально изученной P-T-диаграмме оценивается давление [14].

Методами изучения включений нам удалось подтвердить представления о том, что исходные гранитные расплавы образуются в

земной коре различными путями: а) в результате селективного выплавления кислого материала в зонах метаморфизма в пределах "гранитного" слоя и приконтактового выплавления в зонах теплового воздействия интрузирующих базальтовых магм; б) вследствие раскисления базальтоидных магм при ассимиляции кислого материала; в) вследствие дифференциации некоторых базальтоидных магм [12, 14, 25_а, 26_о, 38, 80, 84_в, 93].

Прямым доказательством развития анатексиса при метаморфизме было обнаружение включений раскристаллизованных силикатных расплавов в кварце лейкосом и обособлений мигматит-гранитов и пегматитов. Такие находки были сделаны сначала в образцах анатектических пород Алданского щита и Западной Тувы, а в последние годы и для других районов - Прииртышской зоны смятия (Алтай), Мамского (В.Забайкалье) и Чушинского (Карелия) районов.

Изучение состава флюидной части затвердевших включений в кварце анатектитов гранулитовой и амфиболитовой фаций показало уменьшение количества углекислоты и резкое увеличение количества воды (вплоть до появления самостоятельной жидкой фазы) в этих включениях для кварца анатектитов амфиболитовой фации (например, в мигматит-пегматитах Мамского района). Установлено, что мигматит-граниты гранулитовой фации верхнеалданской свиты кристаллизовались из высокотемпературных (900-810°C) анатектических расплавов, содержащих до 2-3 вес.% воды и до 0,6 вес.% углекислоты. В расплавах, кристаллизующихся в условиях амфиболитовой фации, отмечается уменьшение количества углекислоты и увеличение количества воды (до 4-7 вес.%). Соответственно и температуры их кристаллизации значительно ниже - до 700°C для мигматит-гранитов и пегматитов некоторых районов Алданского щита и Южно-Чуйского хребта и до 640°C для Мамских слюдоносных пегматитов [14, 38, 84_в].

На основании изучения первичных флюидных включений, состоящих преимущественно из высокоплотной жидкой CO₂ (сингенетичных с затвердевшими включениями) и первично-вторичных жидких (CO₂ + H₂O) и водно-солевых включений в кварце анатектитов верхнеалданской свиты получены данные об эволюции состава флюидов, отделившихся при раскристаллизации анатектических расплавов. Установлено, что при дегазации относительно "сухих" расплавов гранулитовой фации отделившийся флюид был резко обогащен углекислотой и ее парциальное давление достигало 5-6 кбар. Во флюиде, от-

делившемся при дегазации расплавов амфиболитовой фации, состав изменялся от водно-углекислотного на ранних стадиях раскristаллизации до водно-солевого на конечных этапах.

Большое теоретическое значение имеет проблема регенерации гранитных магм за счет переплавления кварцсодержащих пород (гранитов, гнейсов, песчаников) при тепловом воздействии на них поднимающихся базитовых магм. Классическим примером является появление зон и прожилков вторичных регенерированных микрозернистых "гранитов" в эндо- и экзоконтактах мощных даек габбро-диабазов, внедренных в граниты и гранито-гнейсы. Такие объекты изучались нами на островах и побережье Онежского озера [14, 80]. В обнажениях островов Кладовец и Дедовец в кварце из прожилков регенерированных микропегматитов и микроаплитов, внедренных из контактовых зон в габбро-диабазы, были обнаружены включения раскristализованных расплавов, гомогенизирующиеся при довольно низких температурах (ниже 750°C — для микроаплита и $640_{\pm 20}^{\circ}\text{C}$ — для микропегматита), что отвечает давлению воды не ниже 3–4 кбар и ее содержанию в расплавах около 5–7 вес.%. Вода либо поглощалась выплавленным расплавом непосредственно из основной магмы (при ее охлаждении и раскristализации), либо частично заимствовалась вода, выделяющаяся при дегидратации хлорита и других водных минералов первичных гранитов.

Еще более низкие температуры ($600_{\pm 20}^{\circ}\text{C}$) магматической кристаллизации кварца получены для графических сростаний из небольших секущих гранитоидных обособлений в эндоконтакте габбро-норитов Юриковского массива (Камчатка). Их появление, по-видимому, также связано с тепловым воздействием габброидов на вмещающие кварцсодержащие породы.

Достоверным примером появления небольших количеств расплавов кислого состава, вследствие процессов дифференциации базальтоидных магм в условиях земной коры, являются кислые дифференциаты траппов, которые при раскristализации дают гранофировые обособления. Такие гранофиры, в отличие от регенерированных гранитов, кристаллизуются при высоких температурах (выше 1000°C).

Для большинства массивов аллохтонных гранитоидов источник магм имеет менее определенные генетические позиции. Особенно интересной и дискуссионной является проблема генезиса гранитов Рапакиви. Рапакиви тесно связаны с габбро-анортозитами, вместе с

которыми они представляют характерную платформенную формацию горных пород, образовавшихся на ранних этапах стабилизации платформенного режима развития земной коры в докембрии. Формирование больших объемов магм, из которых кристаллизуются рапакиви, согласно представлениям В.С.Соболева, обусловлено процессами гибризма и анатектического плавления пород основания коры вследствие теплового воздействия базитовых магм.

Выявление затвердевших включений в кварце гранитов рапакиви некоторых типичных многофазных плутонов (Коростеньского, Выборгского, Салминского) позволяет сразу отбросить гипотезы о метасоматическом происхождении этих пород. Определение температур гомогенизации этих включений показало, что температуры кристаллизации гранитов рапакиви уменьшаются от ранних фаз к поздним [23].

В рапакививидных гранитах ранней фазы Коростеньского плутона на Украине, с которыми связаны знаменитые волынские камерные пегматиты, кварц кристаллизовался из относительно бедных водой магм при довольно высоких температурах ($830-760^{\circ}\text{C}$), что отвечает давлению воды менее 1 кбар и концентрации ее в расплаве около 2–3 вес.%. Вследствие накопления воды и флюирующих компонентов в кристаллизующихся расплавах, температуры кристаллизации кварца в рапакиви поздних фаз этого же плутона, а также в Салминском массиве, опускаются до $650-600^{\circ}\text{C}$, а для гранит-аплита с топазом и циннвальдитом из небольших даек установлены еще более низкие температуры – $610-600^{\circ}\text{C}$. Ниже, чем температуры вмещающих гранитов, также температуры магматической кристаллизации кварца в графических сростаниях волынских пегматитов ($760-640^{\circ}\text{C}$).

Следует отметить, что в наиболее детально изученных рапакиви (фазы 2 и 3) Выборгского массива включения раскристаллизованных расплавов обнаружены практически во всех морфологических типах кварца: А – идиоморфных крупных вкраплениях, Б – мелких округлых или изогнутых зернах в овоидах, В – мелких округлых зернах в основной массе, Г – микропегматитовых вростках как основной массы, так и каемок вокруг овоидов. Температуры магматической кристаллизации этих кварцев также оказались очень низкими – $640-560^{\circ}\text{C}$.*) Как показали расчеты по затвердевшим включениям с

*) Кварц лапее-гранитов ранней фазы этого же массива кристаллизовался при температуре выше 720°C .

гетерогенными (жидкость + газ) флюидными обособлениями, концентрация воды в расплавах достигала 8–10 вес.%. По сингенетичным газово-жидким и затвердевшим включениям установлено, что при температуре около 600°C происходила дегазация кристаллизующихся расплавов с отделением высокоплотных малоконцентрированных водных растворов, возможно, с некоторым количеством углекислоты.

P_{H_2O} в отделяющихся флюидах превышало 3,0–3,5 кбар.

Эти температуры, как и температуры для поздних фаз других массивов рапакиви, оказались даже более низкими, чем температуры солидуса гранитных систем с чистой водой. Очевидно, это связано с влиянием фтористых и (или) литиевых соединений. Температура ликвидуса этих гранитов пока не известна, так как расплавленные включения в более ранних фемических минералах (фаялите, пироксене) не изучены. В акцессорном апатите температуры превышают 700°C.

Начато изучение рапакиви подобных порфиroidных гранитов лико-арагубского комплекса (северо-западная часть Кольского п-ва), которые относятся к среднепротерозойской формации субплатформенных габабиссальных гранитоидов. По затвердевшим включениям в кварце крупнопорфиroidных и мелкозернистых гранитов Большого Урагубского массива определено, что кристаллизовались эти граниты из расплава при температурах, соответственно, выше 750°C и 810–760°C.

Проводились также термобарогеохимические исследования некоторых рудоносных аллохтонных гранитоидов. Так, для щелочных гранитов с редкометальной минерализацией массива Хан-Богдо в Гоби (Монголия) установлено понижение температур магматической кристаллизации гранитоидов в апикальной зоне массива от 820 до 640°C [14]. Оно связано, по-видимому, не только с накоплением воды в расплавах, но и с повышением их щелочности.

Магматическая кристаллизация сиенитов и граносиенитов в габбро-сиенитовых плутонах (Сев. Монголия) также заканчивалась при существенно более низких температурах (720–640°C), чем более ранних габброидов.

Наиболее низкие температуры магматической кристаллизации кварца (590–560°C) установлены для порфиroidных гранитоидов и аплитов поздних фаз Бухайнгольского массива Эрдэнэтского плутона (Сев. Монголия) [94]. Такие низкие температуры также обуслов-

лены накоплением воды в остаточных расплавах (как показали расчеты по затвердевшим включениям — до 8–10 вес.%), а также повышенным содержанием фтора в расплаве — около 0,5 вес.%

Довольно низкие температуры (690–610°C) завершения магматической кристаллизации кварца получены нами и для гранит-порфиров и порфировидных гранитов некоторых рудоносных массивов Дальнего Востока (Урмийского и Баджаловского), Шерловогорского и Адун-Челонского массивов (В.Забайкалье), а также IV и V фазы Первомайского массива Джидинского рудного пояса в Забайкалье [53, 94]. Накопление воды в рудоносных расплавах на конечных этапах их раскристаллизации приводило к насыщению магмы и отделению больших масс флюидов (водных растворов). В последних концентрировались рудные компоненты, по-видимому, как из расплавов, так и из вмещающих пород.

Наиболее существенным результатом изучения расплавных включений в кварце гранитоидов является вывод о том, что гранитоидные расплавы в зависимости от геологической обстановки могут кристаллизоваться в широком интервале температур. Обогащение расплавов водой, фтором, литием при дифференциации магм (для контактовых зон не исключается и роль процессов трансвапоризации) нередко приводит к резкому понижению температур кристаллизации остаточных порций расплава, которые кристаллизуются в апикальных и приконтактных зонах интрузий, либо в многофазных интрузиях образуют самостоятельные фазы с понижением температур кристаллизации до 700°C и ниже (вплоть до 560°C, если расплав, кроме воды обогащается еще и фтором и (или) литием).

Выявление наиболее низкотемпературных расплавных включений (600–560°C) позволяет говорить не только о позднемагматической кристаллизации раннего тригонального кварца в гранитах, но и о принципиальной возможности магматического происхождения в некоторых "апогранитах" раннего альбита, мусковита и близких к нему слюд.

в. Магматический этап кристаллизации гранитных пегматитов

В полигенном процессе пегматитообразования современные исследователи обычно выделяют два этапа: магматический и постмагматический. Традиционные структурно-минералогические методы не по-

зволюли однозначно разграничивать продукты этих процессов. По данным термобарогеохимии, ведущим процессом, с которым связано формирование гранитных пегматитов, является процесс магматической кристаллизации. Пегматитовый силикатный расплав по составу и свойствам не имеет принципиальных отличий от прочих гранитных магм. Подобно гранитным, пегматитовые магмы могут содержать разное количество воды и кристаллизоваться в широком диапазоне температур (табл. 9 и 10). Однако, чаще графические и прочие агрегаты пегматитов кристаллизуются при сравнительно низких и предельно низких (солидусных) температурах, возможных для кислых силикатных расплавов.

Комплексными геолого-минералогическими методами, подкрепленными термобарогеохимическими данными по включениям, выявляется два механизма формирования пегматитовых магм [8, 14, 26_н, 78, 84_в]. Первый связан с процессами анатексиса, второй – с процессами дифференциации гранитных магм.

Пегматиты анатектического происхождения, изофациальные по родам гранулитовой фации метаморфизма, кристаллизуются из мало-водных расплавов при наиболее высоких температурах (850–820°C – ортотектиты Верхне-Алданского района). Для анатектических пегматитов, связанных с метаморфизмом амфиболитовой фации, характерны более низкие температуры магматического этапа (830–780°C – графические агрегаты из пегматитовых жил и мигматит-пегматитовых лейкосом Верхне-Алданского района; около 700–710°C – графика из мигматит-пегматитов Южно-Чуйского района). Так же, как и для анатектических гранитных магм, понижение температур кристаллизации здесь обусловлено повышением содержания воды и уменьшением количества CO₂, растворенных в расплаве. Таким образом, состав магм и P-T-условия кристаллизации изофациальных анатектических пегматитов и гранитов сходны.

По T_{гом} включений установлено, что кварц-полевошпатовая графика мусковитовых пегматитов Чупинского и Мамского районов кристаллизовалась из довольно низкотемпературных (соответственно ниже 700 и около 640°C) анатектических расплавов при высоком парциальном давлении воды (не ниже 3 кбар). Выявленный здесь температурный и флюидный режим магматического этапа не противоречит высказываниям В.В.Хлестова (1975) о возможной магматической кристаллизации раннего мусковита в этих пегматитах.

Результаты исследования включений в кварце из зональных гранитных пегматитов

| Место отбора образцов | Тип пегматитовых тел | Структурно-вещественная зона | Температура расплавления включений, °С | Давление (кБар) отделившихся флюидов |
|---|--------------------------------|---|--|--------------------------------------|
| Массив Джельтау (Голодная степь, Казахстан) | камерные | вмещающий биотитовый гранит* | 620-610 | 4,7 |
| | | аплитовая | 600-580 | |
| | | графическая пегматодная и блоковая | 570-550 | |
| Массив Дунгаинокий (Вост. Казахстан) | камерные | вмещающий биотитовый гранит* | 630-600 | |
| | | пегматодно-гранитная | 600-560 | |
| Массив Квибский (Голодная степь, Казахстан) | камерные | аплитовая | 550-540 | |
| | | графическая | 660-640 | |
| | | заворышевый кварц | 660-600 | |
| Массив Бектау-Ата (Сев. Прибалхашье, Казахстан) | камерные | аплит | 620-610 | |
| | | графика | 640-620 | |
| | | пегматодная блоковая и полавошпатовая | 640-600 | |
| Массив Баян-Аул (Казахстан) | камерные | заворышевый кварц | 605-600 | |
| | | графическая | 600-590 | |
| Массив Кириновский (Вост. Забайкалье) | камерные | вмещающий биотит-роговообманковый гранит* | 630-600 | 3,6-3,8 |
| | | аплитовая | 620-580 | |
| | | графическая | 570-550 | |
| | | пегматодная и блоковая | 560-550 | |
| Массив Адун-Чолон (Вост. Забайкалье) | камерные | заворышевый кварц | 560-550 | 3,1 |
| | | вмещающий биотитовый гранит | 690-660 | |
| | | аплитовая | 660-630 | |
| | | графическая | 640-630 | |
| Массив Горихо (Монголия) | камерные | пегматодная | 630-620 | 3,5 |
| | | графическая | 600-580 | |
| Массив Борщевочный (Золотая гора, Вост. Забайкалье) | камерные | графическая | 670-620 | I, I-1, 2 |
| | | аворышевый кварц | 620-610 | |
| Массив Борщевочный (Саянтово, Вост. Забайкалье) | камерные | гранитная | 550-540 | |
| | | графическая | 540-515 | |
| Массив Коростенский (Волынь, Украина) | камерные топазоносные | графическая | 660-640 | 4,0 |
| | | заворышевый кварц | 630-620 | |
| | | камерные бестопазовые бескамерные | 750-660 | |
| Массив Выборгский (Ленинградская область) | бескамерные | вмещающий биотит-амфиболовый гранит | 830-810 | |
| | | графическая | 760-660 | |
| | | вмещающий биотитовый гранит-репакция | 620-570 | |
| Памир | бескамерные | графическая | 600 | выше 3 |
| | | графическая с кордиеритом | 610-560 | |
| Южно-Чуйский хребт | бескамерные мигматит-пегматиты | графическая | 710 | выше 3 |
| | | графическая | | |
| Мамско-Чуйский район | мусковитовые пегматиты | графическая | 640±20 | |
| | | графическая | | |
| Чуйский район, Карелия | - " - | графическая | <700 | |

* образцы вмещающих гранитов отбирались в непосредственной близости от пегматитовых тел (не далее 10 - 15 м)

Температуры гомогенизации расплавных включений в кварце порфиroidных вкрапленников из агрегатов с различными структурами основной массы в камерных пегматитах

| Гранитный массив | Структура основной массы | Т _{гом} (°С) расплавных включений | |
|--------------------------|--------------------------|--|----------------|
| | | вкрапленники | основная масса |
| Джелтау (Казахстан) | Аплитовая | 600–580 | 580–560 |
| Дунгалинский (Казахстан) | Гранитная и графическая | 600 | 580–560 |
| Бектуа–Ата (Казахстан) | Графическая | 640–620 | 620–600 |
| Кайбский (Казахстан) | Графическая | 660–630 | 620–600 |

Формирование наиболее распространенных и наиболее изученных пегматитов (камерных и редкометалльных) связано со вторым механизмом: они кристаллизуются из остаточных пегматитовых расплавов, образующихся в процессе кристаллизационной дифференциации магм гранитных плутонов.*)

Формированию очагов остаточных пегматитовых расплавов, возникающих на некотором этапе кристаллизации гранитных массивов, предшествует заметное накопление воды в материнских гранитах. Например, вокруг неперемещенных камерных пегматитов исследованиями включений непосредственно фиксируются околопегматитовые зоны гранитов, которые кристаллизуются при температурах существенно более низких, чем остальные граниты массивов, но более высоких, чем внешние зоны пегматитов. Но даже в самых низкотемпературных пегматитовых расплавах количество водного флюида не превышает 8–10 вес.%. Эта вода в раскристаллизованных расплавных включениях фиксируется во флюидных обособлениях визуальнo (в виде каемки малоцентрированного водного раствора вокруг пузырька газовой фазы). Таким образом, флюид расплавных включений представлен главным образом водной составляющей.

*) Процессы постмагматической переработки, которые в этих типах пегматитов играют существенную роль, здесь не рассматриваются.

Наряду с изучением раскристаллизованных включений минералообразующих расплавов были обнаружены и параллельно изучались сингенетичные с ними первичные газово-жидкие включения сопутствующих флюидов. Последние обособляются при кипении насыщенных пегматитовых магм. Содержимое включений выкипающих флюидов представлено в основном фазами водного раствора и газа. Эти включения редко дают самостоятельные группы и обычно захватываются кварцем совместно с расплавленными, являясь сингенетичными последним, а также комбинированным расплавно-флюидным включениям. Суммарная плотность флюида газово-жидких флюидных включений всегда ниже, чем у флюидных обособлений сингенетичных им расплавленных включений. Концентрация солей (по NaCl-эквиваленту) в растворе флюидных включений не достигает концентрации насыщения при комнатной температуре и всегда выше, чем в растворе флюида расплавленных включений. Это говорит об экстракции солей из магмы в выкипающий флюид. Углекислота в газовой фазе первичных флюидных включений в кварце фиксируется криометрическим методом только в пегматитах Золотой горы (Борщевочный массив, В.Забайкалье).

Наличие сингенетичных расплавленных и флюидных включений, позволяет оценить давление флюида (воды) при пегматитообразовании. Криометрические исследования первичных газово-жидких включений, определения температур их гомогенизации и $T_{\text{гом}}$ сингенетичных расплавленных включений дают необходимые для такой оценки данные. При этом используются существующие P-T-V-диаграммы для различных водно-хлоридных систем. Полученные результаты сведены в табл. 9.

Наличие первичных расплавленных включений (в том числе и по зонам роста) установлено в кварце практически всех разновидностей графических структур, наблюдаемых в камерных пегматитах (классической, радиальной, скелетной и пегматоидной). Разнообразности графики, расположенные ближе к центру пегматитов, кристаллизуются при более низких температурах. Это же справедливо и для следующих за графикой зон пегматитовых тел: чем ближе они расположены к занорышу, тем более они низкотемпературны (табл. 9). Некоторые перекрытия интервалов температур для разных зон в таблице 9 связаны с тем, что для каждого массива представлены обобщенные данные по нескольким пегматитовым телам.

Таким образом, полученные данные говорят о магматическом генезисе не только графических, но и более поздних пегматоидных,

блоковых и даже некоторых полевошпатовых агрегатов. Последние, строго говоря, не мономинеральны: в них присутствуют одиночные зерна кварца с включениями раскристаллизованного расплава. Эти зерна имеют индукционную огранку, следовательно, они кристаллизовались одновременно с вмещающим полевым шпатом. Тем расплавленных включений в кварце из таких полевошпатовых и блоковых агрегатов обычно идентичны (табл. 9).

Понижение температур кристаллизации более поздних зон, по сравнению с более ранними, является следствием прогрессирующего накопления воды, других летучих и флюирующих компонентов (F, В и др.) в остаточном расплаве по мере раскристаллизации магматических пегматитообразующих очагов. Характерной особенностью низкотемпературных пегматитовых магм, из которых кристаллизуются камерные и редкометалльно-камерные пегматиты, является их насыщенность флюидом. Высокое давление флюида (иногда даже на стадии кристаллизации графика) говорит о формировании камерных и редкометалльно-камерных пегматитов в условиях относительной замкнутости (на магматическом этапе). Только при раскристаллизации насыщенных флюидом магм в условиях, приближенных к закрытой системе, возможно наблюдаемое по включениям превышение флюидного давления над литостатическим, как это наблюдается для пегматитовых тел ряда регионов (табл. 9). Не литостатическое, а превышающее его флюидное давление, определяет условия раскристаллизации пегматитовых магм.

В раскристаллизованных зонах пегматитов нередко сохраняются локальные участки остаточного насыщенного пегматитового расплава, в которых отделяющийся флюид собирается в виде обособлений. После полной раскристаллизации расплава здесь образуются ранние занорыши (миаролы) магматического этапа. Методы термобарогеохимии по включениям позволили отличать их от более поздних занорышей, где отчетливо проявлены вторичные процессы выщелачивания.

В целом термометрические данные показывают, что магматический пегматитообразующий процесс может начинаться и завершаться при различных температурах. Пегматитовая магма, следовательно, может содержать различное количество воды и других компонентов. Этим обусловлено имеющееся различие минеральных парагенезисов в камерных пегматитах разных и даже одних и тех же регионов.

Отчетливое понижение температур пегматитообразования вследствие накопления воды и флюирующих компонентов в кристаллизующихся расплавах в некоторых случаях может использоваться как диагностический признак продуктивных занорышевых пегматитов. Так, при изучении графических сростаний из пегматитов Волини (табл. 9), было выявлено, что в непромышленных (бестопазовых) пегматитах температуры магматической кристаллизации кварца ($760-660^{\circ}\text{C}$) значительно выше, чем в промышленных занорышевых пегматитах (с топазом, кварцем и другими минералами), для которых интервал температур равен $660-620^{\circ}\text{C}$ [15].

В заключение следует отметить, что термометрические исследования позволили выявить неверность некоторых традиционно используемых критериев происхождения минеральных агрегатов в пегматитах: 1) выявление тригональности кварца не является доказательством его немагматического генезиса в пегматитах: низкие температуры образования многих пегматитовых тел позволяют тригональному кварцу кристаллизоваться непосредственно из расплава (табл. 9); 2) обычные и скелетные хорошо ограниченные кристаллы кварца в графической или аплитовой основной массе являются не метакристаллами, а более ранними по отношению к основной массе порфиroidными выделениями. Они всегда более высокотемпературны, чем кварц основной массы (табл. 10); 3) появление прожильков крупнозернистых графических и пегматоидных агрегатов в более мелкозернистых агрегатах не связано с процессами сегрегации последних, а обусловлено внедрением более поздних пегматитовых расплавов, обогащенных летучими компонентами; 4) по крайней мере, часть блоковых агрегатов, традиционно связываемых с процессами постмагматической сегрегации более мелкозернистых агрегатов, в действительности сформирована на магматическом этапе. Сегрегационные же процессы играют заметную роль лишь на микроуровне (преобразование полевых шпатов и т.п.).

Таким образом, сфера постмагматического минералообразования в пегматитах сводится к формированию главной массы занорышевых минералов, а также разнообразным метасоматическим процессам — грейзенизации, альбитизации, окварцеванию, ослуждению и т.д., которые иногда существенно видоизменяют первичный облик пегматитов. Требуют дальнейшего выяснения условия образования кварцевого ядра, а также ранних топаза, альбита и мусковита

(возможны магматические генерации последних).

В.А.Симонов

ИССЛЕДОВАНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ НЕГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Нами изучались генетические особенности негранитных пегматитов офиолитовых ассоциаций [59] и щелочных комплексов [73, 75, 84].

Пегматиты офиолитов исследовались главным образом в Алтае-Саянской складчатой области (Среднетерсисинский массив – Кузнецкий Алатау, Куртушубинский – Западный Саян, Хопсекский – Тува) и Анадырско-Корякской складчатой системы (Кульский массив).

В оливинах дунит-пегматитов не было найдено информативных газово-жидких или расплавных включений и вопрос о роли растворов и расплавов в процессах образования дунит-пегматитов остается открытым.

Пироксенит-пегматиты могут образовываться двумя путями. В одних случаях крупнокристаллические пегматиты располагаются среди мелкозернистых пироксенитов. Для них не удалось установить параметры минералообразования. В других случаях, пироксенит-пегматиты формировались в трещинах среди массивных серпентинитов при воздействии высокотемпературных (440–450°C) гидротермальных растворов. Растворы, судя по включениям, содержали значительные концентрации солей. При более низких температурах (370–380°C) клинопироксен пегматитов замещался роговой обманкой.

Габбро-пегматиты Кульского массива формировались, как показали результаты изучения расплавных раскристаллизованных включений, в плагиоклазах, клинопироксенах и ортопироксенах, из высокотемпературных (до 1310–1380°C), практически сухих расплавов. Габбро-пегматиты в габбро-гипербазитовых массивах Алтае-Саянской складчатой области образовывались по трещинам в мелкозернистых породах. Главную роль в процессах минералообразования при температурах до 500°C играли растворы. При снижении температуры до 330–350°C в габбро-пегматиты проникали более кислые растворы, создававшие центральные кварц-полевошпатовые зоны.

Пегматиты щелочных комплексов рассматриваются на примере Ильменогорского щелочного массива.

В горнблендит-пегматите гигантские кристаллы роговой обманки формировались при непосредственном участии остаточных расплавов-рассолов при минимальных температурах 470–480°C и давлении I,5–I,9 кбар. Слюда образовывалась позже роговой обманки при температурах около 360°C. Примерно при этих же температурах (около 320°C) кристаллизовался кварц.

При образовании минералов сиенит-пегматитов активную роль играли остаточные расплавы-рассолы. Пироксены кристаллизовались при участии расплавов-рассолов при минимальных температурах 590–620°C и давлении I,5–I,6 кбар. Образование кварца по трещинам происходило при достаточно высоких температурах (490–510°C и 600 бар). Роговая обманка развивалась по пироксенам при воздействии растворов с температурами около 350°C. При исследовании акцессорных минералов сиенит-пегматитов выяснилось, что циркон и сфен кристаллизовались при участии наиболее высокотемпературных (до 740–780°C) расплавов-рассолов, в то время как апатит образовывался из растворов при значительно более низких температурах (около 340–380°C). В корундсодержащих сиенит-пегматитах кристаллы синего и серого корундов образуются при температурах около 530°C из расплавов-рассолов. Минимальное давление в процессах формирования корундов было I440–I880 бар. Главную роль среди летучих играла углекислота. Акцессорный монацит образовался одновременно с корундами при тех же температурах (530–540°C).

Миаскит-пегматиты Ильменогорского щелочного комплекса располагаются во внутренних частях миаскитового массива, в сиенитах и в гранито-гнейсах. Отдельно выделяются миаскит-пегматиты в гранито-гнейсах, содержащие голубой корунд. Последовательность процессов минералообразования рассмотрим на примере миаскит-пегматитов, находящихся в миаскитах (копь № II5 Ильменского заповедника). В пегматитах обнаружены разноцветные нефелины, полевые шпаты, слюды, содалит, канкринит, вишневит, флюорит, циркон, сфен, апатит. Основные минералы (серый мутный нефелин и полевой шпат) миаскит-пегматитов кристаллизовались из расплава, содержащего значительное количество летучих при температурах выше 750°C и давлениях около 3,1 кбар. При снижении температуры до 700–740°C расплав постепенно переходит в остаточный расплав-рас-

сол. При 600–850°C, из-за максимального сжатия нефелиновых сленитов (Долгов, 1968), интенсивно идут процессы образования трещин в уже сформировавшихся минералах. Расплав-рассол, обладающий очень низкой вязкостью, легко проникает в новообразованные трещины, где он участвует в процессах перекристаллизации мелких зерен в крупные индивиды минералов. При снижении температуры от 700–740°C до 590–610°C происходит кристаллизация разноцветных нефелинов на фоне неоднократного микротрещинообразования, приводившего к резким падениям давления (от 3,5 до 1,3 кбар) и вскипанию остаточных расплавов. Такое неравномерное развитие пегматитообразующего процесса благоприятствовало перекристаллизации разноцветных нефелинов при температурах 590–610°C в светлый прозрачный нефелин. При температурах 500–510°C остаточный расплав-рассол, скорее всего просто рассол, отделившийся от кристаллизующегося остаточного расплава, распадается на две флюидные фазы: одна содержит в основном $H_2O + CO_2$, другая – $H_2O + NaCl$. Первая фаза принимает участие в образовании канкринита, вторая, при снижении температуры до 370–440°C – содалита.

Процессы минералообразования в корундсодержащих миаскит-пегматитах происходят несколько по-иному. Нефелин кристаллизуется при температурах 900–920°C и давлении около 2,5 кбар из силикатных расплавов, содержащих в значительной степени углекислоту (0,15 H_2O + 0,85 CO_2 – состав флюида). При снижении температуры до 840–850°C и давления до 2,3 кбар главную роль начинают играть силикатно-солевые расплавы без значительного содержания CO_2 . Ниже 850°C (при 720–750°C и 1,9–2 кбар) в интервале трещинообразования (из-за максимального сжатия образующихся минералов, Долгов, 1968) основное участие в процессах формирования минералов миаскит-пегматитов принимали остаточные силикатно-солевые расплавы и силикатно-солевые расплавы-рассолы. Акцессорный циркон кристаллизовался при температурах 720–750°C при участии расплавов-рассолов. Корунд образовался при температурах около 540–580°C и давлении 1,1–1,3 кбар.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что пегматиты негранитного состава могут образовываться как путем метасоматоза (при активной роли растворов), так и из высокотемпературных силикатных расплавов и остаточных пегматитообразующих расплавов-рассолов.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ
ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯа. Минералообразующие растворы на месторождениях
колчеданного и стратиформного типов

Нами изучено несколько колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая: Вавилонское, Зыряновское, Тишинское, Корбалихинское и Рубцовское. В минералах этих месторождений присутствует до десятка разновидностей газовой-жидких включений, различающихся между собой по фазовому составу [31]. Все многообразие включений можно объединить в два типа - газовый (пневматолитовый) и водно-жидкий (гидротермальный). Пневматолитовый тип включений, по сравнению с гидротермальным, имеет ограниченное распространение. Он встречен лишь в минералах ранних парагенезисов (кварцевом и биотит-кварцевом) наиболее высокотемпературного Вавилонского месторождения. Гидротермальный тип включений наблюдается повсеместно и состоит из трех видов: истинно водного, водно-углекислого и коллоидно-водного. Последний вид включений присутствует главным образом в минералах низкотемпературного Рубцовского месторождения [27_к]. Водно-углекислые и существенно-углекислотные включения обнаружены в минералах пострудных прожилков, преимущественно в корневых частях месторождений, за исключением Рубцовского.

Комплексное исследование газовой-жидких включений в минералах предрудных метасоматитов, рудных парагенезисов и пострудных ассоциаций позволило наметить ряд общих особенностей физико-химического режима формирования изученных месторождений. Образование гидротермально-метасоматических ассоциаций на этих объектах происходило на фоне изменения основных параметров как во времени, так и в пространстве. Временное изменение физико-химического режима наблюдается по уменьшению максимальных температур гомогенизации первичных включений от ранних стадий к поздним в следующей последовательности: предрудные метасоматиты, рудные парагенезисы, пострудные прожилки. В этом же направлении меняется состав раствора и уменьшается общая его концентрация, на

что указывает изменения температур эвтектики и замерзания, а также изменение состава газовой составляющей включений [25д].

Изменение в пространстве физико-химических параметров формирования колчеданно-полиметаллических месторождений выражается в уменьшении от корневых частей месторождений к приповерхностным максимальных температур гомогенизации первичных включений в минералах однотипных парагенетических ассоциаций. Эти данные свидетельствуют о формировании гидротермально-метасоматических образований колчеданно-полиметаллических месторождений в условиях градиента температур. Средняя величина палеотемпературных градиентов менялась от 10 до 40°C/100 м и превышала среднеземной в 3-10 раз [29]. Величина палеотемпературного градиента обратно пропорциональна протяженности минерализованных зон в направлении изменения градиента. Резкие градиенты являются одной из причин формирования компактных скоплений минерального вещества (пример - Рубцовское месторождение) и, наоборот, низкие значения градиентов должны вести к возникновению монотонных протяженных минерализованных зон (Тишинское месторождение) [91,92].

Формирование месторождений протекало в довольно широком диапазоне физико-химических параметров (температура 550-150°C и давление 1000-50 атм) из растворов различного агрегатного состояния. Независимо от начальных температур образования предрудных метасоматитов отложение основной массы промышленных сульфидов происходило при температурах ниже 350°C.

По мере уменьшения глубины формирования месторождений от первых километров (Вавилонское) до первых сотен метров (Рубцовское) понижались начальные температуры минералообразования, уменьшалось давление минералообразующего флюида, менялось его агрегатное состояние.

К числу изученных нами полиметаллических месторождений стратиформного типа относятся: свинцовое месторождение Тычаны (Сибирская платформа), флюорит-свинцово-цинковое им.Барвинского (З.Прибайкалье) и свинцово-цинковое - Ново-Анайское (З.Прибайкалье).

Свинцовое месторождение Тычаны расположено в бассейне Подкаменной Тунгуски. Район месторождения представляет собой очень пологую куполовидную структуру, сложенную осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями. Все осадочные породы перекрываются пологозалегавшими sillами диабазов.

Галенит-кальцитовая минерализация, в виде рассеянной вкрапленности и маломощных прожилков, тяготеет к горизонтам кавернозных строматолитовых доломитов нижнего ордовика, образуя рудоносную пачку мощностью 20-25 метров. Кавернозные участки выщелачивания закономерно приурочиваются к контактам строматолитовых биогермов с окружающими пелитоморфными породами вблизи зон дробления и брекчирования. Кроме галенита и кальцита, в незначительных количествах на месторождении встречаются халькопирит, пирит, сфалерит, гипс, гематит, лимонит, ковеллин, халькозин, церуссит, асфальтит.

В жильном кальците обнаружены жидкие, газОВО-жидкие, жидко-твердые, жидко-битумные и газОВО-твердо-жидкие включения минералообразующих сред. Температура гомогенизации газОВО-жидких и газОВО-жидко-твердых включений колеблется от 40 до 150°C. Наибольшее количество определений соответствует двум температурным интервалам 50-80 и 100-130°C. С помощью методов криометрии, атомно-абсорбционного, хроматографического и люминесцентного анализов установлено, что в газОВО-жидких и жидких включениях присутствуют растворы двух типов. Первый характеризуется соленостью ниже 15 вес.% (экв. NaCl), он обогащен K, по сравнению с Na ($Na/K < 1$), а газовая фаза состоит преимущественно из углекислоты, температура его достигала 150°C. Для второго типа раствора свойственна соленость выше 20 вес.% (экв. NaCl), он обогащен Na ($Na/K > 2$) и в газОВОй фазе, кроме углекислоты, содержит углеводороды и сероводород; температура его не превышала 120°C. Вмещающие карбонатные породы и жильный кальцит обогащены рассеянным органическим веществом [28].

Полиметаллические месторождения Западного Прибайкалья залегают в терригенно-карбонатных породах позднепротерозойского возраста. Руды этих месторождений характеризуются крайней простотой состава. Главными рудными минералами являются сфалерит, флюорит и галенит. В меньших количествах, но повсеместно присутствуют пирит и очень редко арсенопирит, блеклые руды и др. Не-рудные минералы представлены кальцитом и кварцем.

На флюорит-свинцово-цинковом месторождении им. Барвинского (уч. Таборный) широко распространены линзообразные и пластообразные тела, сложенные сливным клейофаном. Эти тела переслаиваются с глинистыми крупнокристаллического флюорита и массивного га-

ленита. Наряду с этими типами руд встречаются вкрапленные и прожилково-вкрапленные.

На свинцово-цинковом Ново-Анайском месторождении (уч. Долгожданный, Анайский, Юбилейный) выявлены три минерализованные зоны, располагающиеся этажно. Эти зоны представляют собой кальцитизированные и окварцованные горизонты мощностью 0,5–12 метров, содержащие прожилки и вкрапленность галенита и сфалерита. Контакты рудных тел выражены нечетко. Рудная минерализация проявляется, как правило, в участках с наиболее напряженной тектонической обстановкой.

Исследование минералообразующих сред показало, что температуры гомогенизации газово-жидких включений в сфалерите, кварце и флюорите на уч. Таборном не превышают 200°C. По температурам замерзания растворы включений можно разделить на две группы. В первой группе включений концентрация раствора достигала 16 вес.%, а температура гомогенизации 200°C, во второй – концентрация 26 вес.% (экв. NaCl), а температура гомогенизации 130°C. В некоторых включениях, а также в межзерновом пространстве жильных и рудных минералов, присутствует смолообразное или твердое углефицированное органическое вещество.

Более высокие температуры гомогенизации (до 250°C) замечены в сфалерите и кварце Ново-Анайского месторождения. Так же, как и на уч. Таборном, на Ново-Анайском месторождении растворы включений можно разделить на две группы. Для первой группы характерны концентрации 8–15 вес.% и температуры гомогенизации 150–250°C, для второй – соленость 15–25 вес.%, а температура ниже 140–160°C. По данным атомно-абсорбционного анализа, содержание натрия в растворах второй группы примерно в два раза больше, чем в первой. В жильных и рудных минералах (в межзерновом пространстве и частично во включениях) месторождения, а также во вмещающих карбонатных породах присутствует рассеянное углефицированное органическое вещество. В пределах этого месторождения намечается тенденция к снижению по латерали температур минералообразования рудосодержащих ассоциаций от Долгожданного участка к Анайскому и далее – Юбилейному. Не исключено, что в этом направлении происходило медленное просачивание нагретых растворов по кавернозным пористым рудовмещающим породам и их охлаждение по мере удаления от питающего источника [30].

б. Модель адиабатического минералообразования

Эксперименты по выращиванию кварца, а впоследствии и других минералов показали, что они растут крайне медленно, при постоянном объеме и постоянной температуре. Для ускорения роста крупных кристаллов в промышленности и лабораторной практике применяются автоклавы с перепадом температур и давлений. Из предыдущих работ было выявлено, что такие перепады возникают как следствие мгновенного увеличения полостей в земной коре. Контракционное сжатие пород на фоне эволюционного охлаждения является постоянно действующей реальной причиной возникновения трещин и ускоренной кристаллизации жильного и рудного материала. Таким образом, самый простой и широко распространенный процесс образования и развития трещин создает необходимые предпосылки для падения давления, плотности и температуры рудообразующих растворов и соответствует адиабатическому процессу.

Определения температур и агрегатного состояния минералообразующих растворов во включениях показывают скачкообразные изменения температур, плотностей растворов и давления особенно при изменениях минерального состава жильного материала в пределах стадий минералообразования. Таких изменений много и все они однозначно показывают наличие флуктуаций на фоне кривой температурной эволюции. Для роста жильного и рудного вещества в объемах жил и камер, а также для роста крупных единичных кристаллов, главную роль играет адиабатический процесс, создающий перепады, но не изопроцессы, характеризующие состояния, близкие к равновесию. Этот факт фундаментального значения должен лечь в основу любых моделей постмагматического полостного рудообразования.

Адиабатические нарушения равновесия в рудо локализирующих полостях имеют важные следствия [39, 40], которые дают доказательства латерального всестороннего, но не вертикального извлечения рудных компонент.

Существующая циркуляционно-пульсационная модель на основе нового фактического материала оказывается несостоятельной, так как она не может до сих пор объяснить, каким образом в слепых жилах, расположенных в надинтрузивных, да и в интрузивных породах локализуется рудное вещество. Не может показать ни рудопод-

водящих каналов, ни рудогенерирующих очагов, на которых она основывается. Новая адиабатическая модель во многих случаях ясно показывает зоны извлечения рудного компонента, которого вполне достаточно для формирования кондиционных рудных жил. В последние годы выявлены новые следствия действия адиабатической модели. Оценены возможности эффекта Джоуля-Томпсона, показаны направления и результаты перекристаллизации, связанные с адиабатической мобилизацией, показаны процессы сепарации летучих компонентов и встречной диффузии и многое другое, имеющее важное значение для фундаментального обоснования концепции адиабатической мобилизации и рудной локализации. Все эти следствия, вытекающие из процесса адиабатического расширения хорошо увязываются с природным материалом и объясняют его.

Адиабатическая модель постмагматического эндогенного рудообразования показывает тесную взаимосвязь механических процессов с процессами физико-химическими.

Общая схема выглядит следующим образом:

1. Нарушение эволюционного температурного поля участка земной коры внедрением интрузии.

2. Увеличение теплового напора ($T = T_{\text{интр.}} - T_{\text{вмещ. пор.}}$) и интенсивности теплообмена между интрузией и вмещающими породами.

3. Прогрев вмещающих пород, расширение минерального каркаса вмещающих пород, тепловая активизация поровых растворов, сжатие поровых пространств, рост давления и плотности поровых растворов.

4. Массообмен между летучими магматического происхождения и поровыми растворами вмещающих пород. Этот этап очень важен. В это время происходят процессы рассеянного термодиффузионного насыщения поровых растворов рудными компонентами магматического происхождения. Встречный поток термодиффузии также способен насыщать более высокотемпературные зоны поровых растворов кристаллизующейся коры интрузива. В этот период могут создаваться рассеянные рудные насыщения, как во вмещающих породах, так и в магматических. Рассеянное насыщение создает основу для последующей полостной локализации.

5. Этап остывания всего комплекса (вмещающие породы - интрузив). Образование первых контракционных трещин, расширение в

пустоту, заполнение трещин поровыми минералообразующими растворами, испарение, снижение температуры за счет парообразования, отложение первых порций минерального вещества в полости, уплотнение минералообразующих растворов. После первого приоткрывания трещина заполняется минералообразующим раствором.

6. Последующие мгновенные приоткрывания трещин с рабочим телом (раствором) и увеличение объема вызывают адиабатические изменения в полости, снижение температуры, давления и плотности растворов. Полостная система минералообразующих растворов выходит из равновесия с минеральным каркасом вмещающих пород по температуре и поровым растворам, по температуре, давлению и плотности растворов. Выравнивание полостной адиабатической флуктуации осуществляется с помощью теплообмена.

7. Теплообмен осуществляется по второму принципу термодинамики в формулировке Клаузиуса. Тепловой поток идет от более нагретых вмещающих пород к охлажденной полости.

8. Давление выравнивается с помощью летучих компонент поровых растворов сепаративно на основе правила Льюиса-Рендалла. Систему поровых растворов покидают первыми наиболее летучие компоненты. Если рассмотреть раствор, состоящий из двух главных компонент – водных растворов и уголекислоты, то в полость будут перемещаться растворы, обогащенные уголекислотой. Они и выравнивают давление между поровыми и полостным раствором. Сепаративный массообмен создает маломасштабную кислотно-щелочную волну, повышая кислотность растворов в полости и создает концентрационную неравновесность по содержанию наиболее летучих (кислых) компонент в порах и полости.

9. Разность температур между вмещающими породами и полостью создает предпосылки для термодиффузии, которую еще предстоит оценить качественно и количественно. Разность концентраций летучих в порах и полости, возникающая на основе разной летучести, будет нивелироваться диффузией по мере восстановления температурного равновесия между вмещающими породами и полостью.

10. Адиабатическое расширение и связанное с ним охлаждение приводит к осаждению малолетучего жидкого и рудного вещества, как показали эксперименты по кристаллизации растворов во включениях при понижении температур возникает множество кристаллов, размеры которых слегка различны. При нагревании, следуя правилу

Рикке, осуществляется растворение. В первую очередь растворяются самые мелкие кристаллы и сохраняются или частично растворяются крупные. Поскольку стенки трещины часто содержат довольно крупные кристаллы жильного вещества (кварц), то обычно они нарастают при охлаждении и небольшая часть кристаллизуется в виде мелких кристалликов в растворе. В следующем цикле — охлаждение и рост крупных кристаллов, нагревание и растворение мелких кристаллов. Таким образом, осуществляется рост и отбор крупнокристаллического рудного и нерудного материала. Разработанная модель адиабатического минералобразования свободна от каких-либо чрезмерных допущений и обеспечивает локализацию рудного и жильного вещества из вмещающих пород.

Вместе с тем природные модели осложнены, так как зачастую месторождение представлено многими жилами, сближенными в пространстве и взаимодействующими друг с другом в процессе разновременного адиабатического расширения трещин. Извлечение рудного вещества из вмещающих пород создает вблизи жил минимумы содержаний высоколетучих рудных и жильных компонент. Зоны истощения при определенных условиях служат указанием на присутствие скрытых рудных тел и могут быть применены в качестве поискового критерия для обнаружения полостного оруденения, не выходящего на дневную поверхность.

Ю.А.Долгов, Н.А.Шугурова

АНАЛИЗ ГАЗОВ ИЗ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

В последние годы проводились работы по совершенствованию адсорбционно-волюметрического метода, особенно при работе с малыми объемами газов. Были проанализированы газы из включений в минералах из медно-молибденовых и золоторудных месторождений, в тектитах и силикатных сферулах различного происхождения и других объектах.

Особый интерес представляют результаты адсорбционно-волюметрического исследования стеклянных фрагментов лунного грунта, доставленного автоматической станцией "Луна-24". Выполнено 32

анализа газов из частичек лунного грунта, отличающихся размером, формой и структурой вещества.

Преобладают угловатые обломки стекла, стеклянные шарики и обломочки кристаллов. Газовые включения в стеклянных фрагментах имеют форму шарообразных или эллиптических вакуолей, в оболочках кристаллов - изометрический облик. Все включения в стеклах - газовые однофазовые, в минералах - двухфазовые, содержащие стекло и газ. Составы газовых смесей были различными, от однокомпонентных до многокомпонентных (табл. II).

Однокомпонентные составы были представлены азотом (5 ан.), углекислотой (1 ан.), двухкомпонентные - H_2+N_2 и р.г. (II ан.), CO_2+N_2 и р.г. (3 ан.), трехкомпонентные - $CO+N_2+N_2$ и р.г. (5 ан.), $CO_2+C_nH_n+N_2$ и р.г. (2 ан.); $C_nH_n+H_2+N_2$ и р.г. (1 ан.); $CO_2+C_nH_n+CO$ (1 ан.); четырехкомпонентные - $C_nH_n+CO+H_2+N_2$ и р.г. (1 ан.); $CO_2+C_nH_n+H_2+N_2$ и р.г. (2 ан.).

В газовых смесях включений из пробы "Луна-24" водород уже не господствует безраздельно, как это было в образцах из пробы "Луна-16", и отсутствует в 1/3 анализов. Азот присутствует почти во всех анализах, за исключением двух. Менее чем в 1/3 вакуолей присутствует углекислота. Присутствие CO обычно вместе с водородом, свидетельствует о восстановительных свойствах газовых смесей. Углеводороды, в отличие от анализов "Луна-16", присутствуют в 7 анализах.

Новые анализы пробы грунта, доставленного "Луной-24", отличаются от анализов пробы, доставленной "Луной-16".

Для сравнения анализов газов из включений лунного грунта "Луна-16" и "Луна-24" построена тройная диаграмма (рис. 2) по важнейшим компонентам: 1) кислые газы (H_2S , SO_2 , SO_3 и др.) + NH_3 и др. + CO_2 ; 2) азот и редкие газы N_2 + р.г.); 3) водород (H_2). Остальные компоненты, такие как углеводороды и окись углерода встречаются эпизодически и в сравнительно небольших количествах, на диаграмме они не отражены. Рассмотрение этой диаграммы позволяет отметить некоторые различия, которые могут зависеть от стратификации материала лунного грунта или его удаления от источников вулканического материала. Эти различия таковы:

1. Отсутствует группа кислых сернистых газов в пробе "Луна-24".
2. Водород, полностью отсутствующий в анализах газов из ва-

Т а б л и ц а II

Адсорбционно-волюмометрические анализы газовых пузырьков

| № препа- рата | Д пуз., взятого для ана- лиза, в мм | H_2S, SO_2 SO_3, NH_3 HCl, HF | CO_2 | Угле- водо- родов | O_2 | CO | H_2 | $N_2 + p.g.$ |
|-----------------------|--|---|--------|-------------------------|-------|------|-------|--------------|
| Из осколков стекла | | | | | | | | |
| I | 0,054 | 0,0 | 30,0 | 40,0 | 0,0 | 30,0 | 0,0 | 0,0 |
| 2 | 0,0144 | 0,0 | 0,0 | 23,0 | 0,0 | 19,0 | 33,0 | 24,5 |
| 3 | 0,0270 | 0,0 | 12,0 | 12,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 76,0 |
| 3 | 0,0306 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 31,5 | 6,5 |
| 4 | 0,0192 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 33,0 | 67,0 |
| 4 | 0,0408 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 100,0 |
| 5 | 0,0135 | 0,0 | 85,3 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 14,7*) |
| 6 | 0,029 | 0,0 | 13,6 | 13,4 | 0,0 | 0,0 | 26,0 | 47,0 |
| Из силикатных шариков | | | | | | | | |
| 7 | 0,017 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 14,0 | 86,0 |
| 8 | 0,008 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 13,8 | 86,2 |
| 9 | 0,0204 | 0,0 | 16,5 | 12,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 71,0 |
| 10 | 0,0582 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 9,3 | 16,5 | 74,2 |
| 10 | 0,0468 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 7,5 | 10,5 | 8,2 |
| 10 | 0,1686 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 100,0 |
| 10 | 0,0432 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 100,0 |
| 10 | 0,0288 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 11,5 | 30,5 | 58,0 |
| 11 | 0,0240 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 20,5 | 28,0 | 51,5 |
| 11 | 0,138 | 0,0 | 66,5 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 33,5 |
| 11 | 0,0618 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 16,5 | 83,5 |
| 11 | 0,0660 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 100,0 |
| 11 | 0,0342 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 100,0 |
| 11 | 0,1566 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 10,5 | 89,5 |
| 12 | 0,0060 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 36,0 | 64,0 |
| Из осколков минерала | | | | | | | | |
| 13 | 0,0130 | 0,0 | 32,0 | 6,7 | 0,0 | 0,0 | 42,0 | 19,3 |
| 14 | 0,0075 | 0,0 | 13,3 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 86,7 |
| 15**) | 0,1100 | 0,0 | 100,0 | | | | | |

*) Пластика расплавилась при 600°C, анализ проведен после расплавления.

***) Минералы подобны зерну 15 (его показатель преломления соответствует оливину).

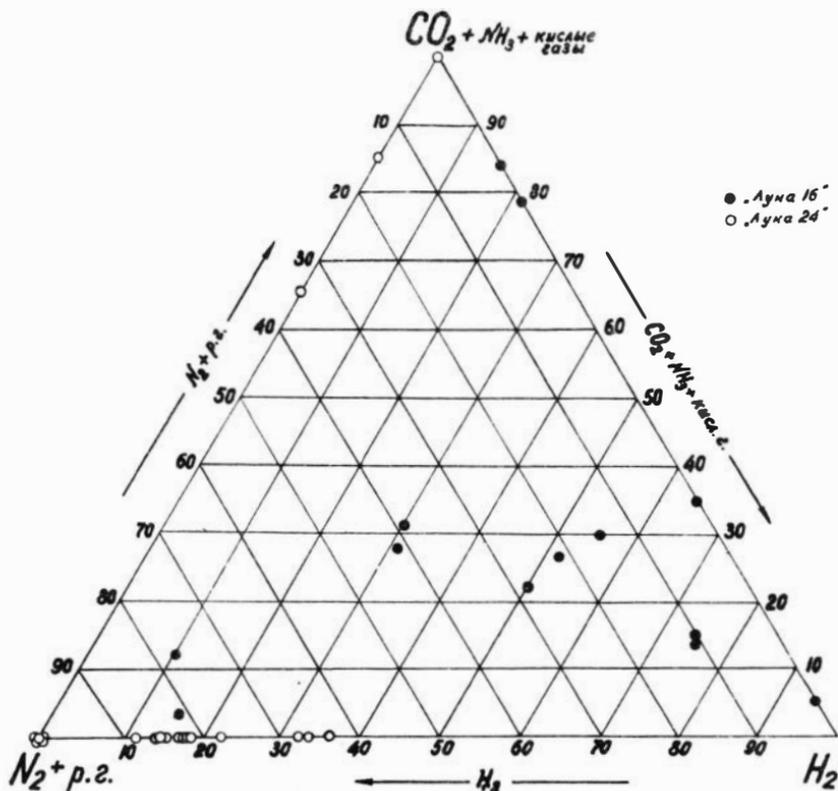


Рис. 2. Диаграмма состава газов в лунном грунте ("Луна-16" и "Луна-24")

куолей фрагментов Моря Изобилия ("Луна-16"), присутствует в 1/3 анализов включений из фрагментов грунта /"Луна-24". Однако эти наблюдения могут объясняться и недостаточной представительностью проб.

Сравнение анализов по осколкам стекла показывает преобладание азотно-водородных смесей с примесью углеводородов, углекислоты и окиси углерода.

Газовые смеси из включений в шариках также более чем на 2/3 имеют азотно-водородный состав, в нескольких случаях с небольшим количеством окиси и двуокиси углерода и углеводородов.

Три анализа газов из индивидуальных включений в осколках оливина показывают углекислотно-азотный состав с примесью углеводородов и водорода. Одно включение содержит чистую углекислоту.

1. Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П., Панина Л.И., Соболев В.С. Температурные условия кристаллизации важнейших типов изверженных горных пород. - В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. М., Наука, 1976, с. 251-261.

2. Базарова Т.Ю., Костюк В.П., Панина Л.И., Чепуров А.И. Условия формирования важнейших типов щелочных пород. - В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М., 1976, с. 120-138.

3. Базарова Т.Ю., Казарян Г.А. Особенности кристаллизации лейцитовых фonoлитов междуречья Азат-Веди (Армения). - Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 6, с. 1417-1420.

4. Базарова Т.Ю. Унаследованные включения расплава во вторичных минералах. - Геол. и геофиз., 1978, № 5, с. 136-139.

5. Базарова Т.Ю., Казарян Г.А., Кузнецова И.К., Григорьева Т.Н. О находке габбро-содалитовых вулканических пород на юге Армянской ССР. - Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 1, с. 184-186.

6. Бакуменко И.Т. Условия формирования изверженных горных пород известково-щелочного состава. - В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М., Наука, 1976, с. 152-166.

7. Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л. Магматическое происхождение офиолитовых габбро. - Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 6, с. 1425-1428.

8. Бакуменко И.Т., Соболев В.С., Томиленко А.А., Чупин В.П. Об условиях генерации и кристаллизации анатектических магм при метаморфизме (по данным изучения расплавных включений). - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., 1976, с. 136-181.

9. Бакуменко И.Т., Долгов Ю.А. Термобарогеохимические исследования. - Геол. и геофиз., 1977, № II, с. 127-135.

10. Бакуменко И.Т., Косухин О.Н. Вода во включениях силикатных расплавов кислого состава. - Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 1, с. 164-167.

11. Бакуменко И.Т., Косухин О.Н. О магматическом этапе пегматитового процесса. - Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2, с. 430-433.

*) Приводится только литература, опубликованная сотрудниками ИГиГ СО АН СССР за 1976-1980 гг.

12. Бакуменко И.Т., Долгов Ю.А., Косухин О.Н., Чупин В.П. Кислый магматизм и минералообразование. - В кн.: XI съезд Международ. минералогич. ассоциации (Тезисы докл.). Новосибирск, 1978, т. I, с. 164.
13. Бакуменко И.Т., Базарова Т.Ю., Паньина Л.И., Косухин О.Н., Моторина И.В., Чупин В.П., Шацкий В.С. Включения силикатных и несиликатных расплавов в минералах. - В кн.: Теория и практика термобарогеохимии. М., Наука, 1978, с. 29-33.
14. Бакуменко И.Т., Чупин В.П., Косухин О.Н. Условия генерации и кристаллизации магм кислого состава. - В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М., Наука, 1979, с. 206-221.
15. Бакуменко И.Т., Косухин О.Н., Павляшин В.И., Чупин В.П. О магматическом этапе формирования камерных пегматитов Волыни. - Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 5, с. 1194-1197.
16. Берзина А.П., Шугурова Н.А., Сотников В.И. О газовом составе минералообразующих растворов медно-молибденовых месторождений. - Докл. АН СССР, 1976, т. 288, № I, с. 188-191.
17. Берзина А.П., Сотников В.И., Шугурова Н.А. Газы в минералообразующем процессе на медно-молибденовых месторождениях. - В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток, 1978, с. 89-90.
18. Велинский В.В., Вартанова Н.С., Ковязин С.В. Гипербазиты северо-западной части Сангиленского массива. - Геол. и геофиз., 1978, № II, с. 14-25.
19. Велинский В.В., Баников О.Л., Ковязин С.В. Состав минералов гипербазитов западного Сангилена. - В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск, Наука, 1980, с. 54-74.
20. Вишневский С.А. О происхождении обогащенного никелем троилит-пирротина в импактитах Попигайской структуры. - Геол. и геофиз., 1976, № 7, с. 110-112.
21. Вишневский С.А., Маслов М.А., Пальчик Н.А., Пономарев Г.Я. Козсит в породах Карской структуры. - Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 2, с. 446-448.
22. Вишневский С.А., Пальчик Н.А. Козсит в брекчиях структуры Жамангия. - Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 5, с. 1269-1272.
23. Вишневский С.А. К вопросу о морфоструктуре гигантских сложных кратеров. - В кн.: Взаимодействие метеоритного вещества с Землей. Новосибирск, Наука, 1980, с. 54-66.

24. Вишневский С.А. Импактные формации гигантских сложных кратеров. — В кн.: Импактиты, М., 1980.

25. У Всесоюзное совещание по термобарогеохимии. (Тезисы докл.). Уфа, 1976, 206 с.

Из содержания: а) Долгов Ю.А., Томиленко А.А., Чупин В.П. Условия метаморфизма и анатексиса по включениям в минералах, с. 5–6; б) Бакуменко И.Т., Базарова Т.Ю., Панина Л.И., Чупин В.П., Шацкий В.С. Включения расплавов в минералах магматических пород, с. 7–8; в) Долгов Ю.А. Атмосферы плавления во включениях импактитных земных и космических объектов, с. 16; г) Шербань И.П., Гибшер Н.А. Роль палеотемпературных градиентов в образовании колчеданно-полиметаллических месторождений (КПМ), с. 37–38; д) Гибшер Н.А., Шохонова Л.А. Поведение газов в сульфидном минералообразовании, с. 41; е) Бакуменко И.Т. Исследование включений в минералах глубинных ксенолитов, с. 97–98; ж) Красов Н.Ф. Включения магматических расплавов во вкрапленниках андезитовой формации Камчатки, с. 98–99; з) Панина Л.И., Костюк В.П. Температуры формирования пород якуширангит-ийолитового ряда, с. 105–106; и) Панина Л.И., Подгорных Н.М. Температуры кристаллизации ультраосновного щелочного комплекса Турьего мыса, с. 107; к) Моторина И.В. Условия кристаллизации аллохтонных гранитов плутонов, с. 107–108; л) Косухин О.Н. Включения расплавов в кварце камерных пегматитов, с. 114–115; м) Долгов Ю.А., Симонов В.А. Исследование возможности диффузии водорода через стенки включений, с. 167; н) Шугурова Н.А., Шохонова Л.А., Гришнина С.Н. Дополнение к методике анализа газов отдельных включений, с. 170; о) Шугурова Н.А., Долгов Ю.А., Мадаян О.П., Игумнов В.А. Рудоносные гидротермы Каджаранского медно-молибденового месторождения, с. 193–194.

26. Генетические исследования в минералогии. Новосибирск, 1976, 203 с.

Из содержания: а) Шугурова Н.А., Долгов Ю.А., Иванова Г.М. Состав газовых включений в силикатных сферулах различного происхождения, с. 3–9; б) Чупина Л.Ю., Долгов Ю.А. Исследования метеоритов и включений в их прозрачных минералах, с. 9–12; в) Долгов Ю.А., Вишневский С.А. Высокобарические минералы и включения в импактитах, с. 12–16; г) Долгов Ю.А., Шугурова Н.А. Изучение тектитов по включениям, с. 16–22; д) Долгов Ю.А., Шугурова Н.А.

Включения в стеклянных шариках и осколках лунного грунта (Луна-16), с. 22-27; е) Шугурова Н.А., Долгов Ю.А. Состав газов в глубинных океанических водах по включениям в аутигенных минералах, с. 27-30; ж) Шугурова Н.А., Долгов Ю.А. Включения в минералах пород океанической коры, с. 30-34; з) Панина Л.И., Подгорных Н.М. Ультраосновой щелочной магматизм платформ, с. 35-43; и) Базарова Т.Ю., Кузнецова И.К. Щелочные базальтоиды, с. 43-52; к) Коновалова О.Г., Долгов Ю.А., Симонов В.А., Стогний Г.А. Включения в минералах негранитных пегматитов и массивов основных и ультраосновных пород в геосинклиналях, с. 65-70; л) Бакуменко И.Т., Базаров Л.Ш., Моторина И.В., Чупин В.П., Гордеева В.И., Михайлов М.Ю. Включения в минералах гранитоидов, с. 70-77; м) Бакуменко И.Т., Попова Н.М., Красов Н.Ф., Шугурова Н.А. Изучение процессов вулканизма по включениям, с. 77-87; н) Долгов Ю.А., Бакуменко И.Т., Базаров Л.Ш., Косухин О.Н. Гранитные пегматиты, с. 87-92; о) Томиленко А.А., Чупин В.П., Долгов Ю.А. Условия образования метаморфических пород по данным изучения включений, с. 140-144.

27. Генетическая минералогия по включениям в минералах. Новосибирск, 1978. 174 с.

Из содержания: а) Долгов Ю.А., Шугурова Н.А. К истории развития и применения волнометрического метода определения газов во включениях, с. 8-19; б) Симонов В.А., Шугурова Н.А., Долгов Ю.А. Определение катионного состава индивидуальных включений, с. 19-23; в) Красов Н.Ф., Осоргин Н.Ю., Чупина Л.Ю., Шешегов Ф.Н. Установка для исследования включений в темноцветных минералах при высоких температурах, с. 23-28; г) Бакуменко И.Т., Чепуров А.И., Чупин В.П. Диагностика и особенности исследования расплавленных включений, с. 28-53; д) Косухин О.Н. Об оценках водонасыщенности гранитоидных расплавов, с. 53-59; е) Стогний Г.А., Шоконова Л.А. О летучих, участвовавших в формировании пород каратаского ультрабазитового массива (Мугоджары), с. 87-92; ж) Симонов В.А. Особенности минералообразования в горнблендит-пегматите, с. 92-100; з) Долгов Ю.А. Мобилизация бериллита, титана и других элементов при образовании слюдяных пегматитов, с. 108-111; и) Кныш С.К., Шугурова Н.А. Состав газовой фазы включений в минералах из некоторых золоторудных месторождений Восточного Саяна, с. 120-125; к) Гибшер Н.А. Физико-химические условия форми-

рования Рубцовского месторождения (Рудный Алтай), с. 129-141; л) Коновалова О.Г., Долгов Ю.А., Туринге А.П. Термодинамические параметры кристаллизации хрусталеносных кварцевых ял Алдана, с. 161-166.

28. Гибшер Н.А. Газово-жидкие включения в сульфидных месторождениях Cu, Pb, Zn различных генетических типов. - В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток, 1978, с. 97-99.

29. Гибшер Н.А. Палеотемпературные градиенты на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. - В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М., Наука, 1978, с. 130-135.

30. Гибшер Н.А., Каргальцев С.В., Тычинский А.А., Баулина М.В. Физико-химические условия образования руд свинцово-цинковых месторождений стратиформного типа Западного Прибайкалья. - В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток, 1978, с.96-98.

31. Гибшер Н.А. Физико-химические условия формирования некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. - В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, Наука, 1979, т. 2, с. 101-108.

32. Годовиков А.А., Гакакин В.В., Булгакова Е.Н., Федорова Ж.Н. Давление пара и генезис халькогенидов. - В кн.: Теоретическая и генетическая минералогия. Новосибирск, Наука, 1980, с.112-114.

33. Гришина С.Н. Микроанализ газовой фазы включений в минералах. - Зап. ВМО, 1979, ч. 108, вып. 5, с. 617-621.

34. Долгов Ю.А., Томиленко А.А., Чупин В.П. Включения солевых расплавов-рассолов в кварце глубинных гранитов и пегматитов. - Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 4, с. 938-941.

35. Долгов Ю.А., Базаров Л.Ш., Бакуменко И.Т., Гибшер Н.А., Чупин В.П., Вишневский С.А., Шугурова Н.А. Газово-жидкие и расплавные включения в минералах и их генетическое значение. - В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. М., Наука, 1976, с. 251-261.

36. Долгов Ю.А., Бакуменко И.Т., Костюк В.П., Базарова Т.Ю., Панина Л.И., Соболев Н.В., Чепуров А.И. Определение условий минералообразования по включениям в минералах. - В кн.: Фундаментальные исследования. Науки о Земле. Новосибирск, Наука, 1977, с. 63-67.

37. Долгов Ю.А. Включения в породах ударного метаморфизма земных и космических объектов. – В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1978, с.265–268.
38. Долгов Ю.А., Томиленко А.А., Чупин В.П. Определение условий метаморфизма и анатексиса (по включениям в минералах). – В кн.: Теория и практика термобарогесхимии. Уфа, 1978, с. 21–23.
39. Долгов Ю.А. Адиабатическая мобилизация и локализация рудного вещества. – В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, Наука, 1979, т. I, с. 51–66.
40. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогесхимия. – М.: Недра, 1979. – 270 с.
41. Иванова Г.М., Кузнецова И.К. Железный метеорит Тобычан. – В кн.: Метеоритика. М., Наука, 1976, вып. 35, с. 47–52.
42. Иванова Г.М., Фаст Н.П. Библиография работ Комиссии по метеоритам и космической пыли СО АН СССР. – В кн.: Взаимодействие метеоритного вещества с Землей. Новосибирск, Наука, 1980, с. 22–44.
43. Козлова Л.Е., Краснов Е.В., Глебовская Е.А., Горская А.И., Килина Л.И., Ковалева Л.Т., Леванова О.Н., Мандрикова Н.Т., Подгорных Н.М., Игнатъев А.В., Поляков Д.М. Сравнительное изучение скелетного вещества ископаемых и современных кораллов. – В кн.: Палеобиохимия морских беспозвоночных. Новосибирск, Наука, 1980, с. 3–23.
44. Колесников Е.М., Льль А.Ю., Иванова Г.М. Нейтронноактивационный анализ некоторых элементов в силикатных шариках из торфа района падения Тунгусского метеорита. – В кн.: Космическое вещество на Земле. Новосибирск, Наука, 1976, с. 87–99.
45. Колесников Е.М., Льль А.Ю., Иванова Г.М. Признаки космохимической аномалии в районе Тунгусской катастрофы 1908 г. – *Астрономический вестн.*, 1977, т. XI, № 4, с. 209–218.
46. Коломенский В.Д., Чупина Л.Ю., Иванова Г.М., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н. О включении в оливине палласита Брагин. – В кн.: Метеоритика. М., Наука, 1978, вып. 37, с. 140–143.
47. Костюк В.П., Костюк Е.А., Базарова Т.Ю., Кузнецова И.К., Лаврентьев Ю.Г., Покачалова О.С. О вероятной природе глубинных включений в базальтах Минусинской котловины. – В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск, Наука, 1977, с. 3–29.

48. Косухин О.Н. Условия образования камерных пегматитов (по включениям минералообразующей среды). - В кн.: Совецание молодых ученых по минералогии, геохимии и методам исследования минералов. (Тезисы докл.). Владивосток, 1976, с. 32-33.

49. Косухин О.Н. Низкотемпературные включения магматических расплавов в кварце камерных пегматитов. - Геол. и геофиз., 1977, № 10, с. 66-72.

50. Косухин О.Н. Физико-химические условия формирования магматических зон в камерных пегматитах (по данным изучения включений в кварце). - Автореф. канд. дисс. - Новосибирск, 1977. - 22 с.

51. Косухин О.Н. Исследования включений магматических расплавов в кварце камерных пегматитов. - В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М., Наука, 1978, с. 99-101.

52. Косухин О.Н. О давлении флюида при пегматитообразовании. - Геол. и геофиз., 1978, № 2, с. 148-151.

Косухин О.Н. О некоторых особенностях процессов камерного пегматитообразования. - В кн.: Термобарогеохимия в геологии. Владивосток, 1978, с. 50-51.

53. Косухин О.Н. Особенности генезиса гранитоидов Шерловогорско-Челонского района (по данным изучения включений в минералах). - Геол. и геофиз., 1980, № 4, с. 18-26.

54. Красов Н.Ф. О кристаллизации минералов в андезитовых лавах Карымского вулкана. - В кн.: Совецание молодых ученых по минералогии, геохимии и методам исследования минералов. (Тезисы докл.). Владивосток, 1976, с. 68.

55. Красов Н.Ф. О кристаллизации лав андезитовой формации Камчатки по данным исследования расплавных включений в минералах. - В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М., Наука, 1978, с. 68-72.

56. Красов Н.Ф., Клоккьятти Р. Ликвидация силикатного расплава и ее возможная петрогенетическая роль по данным изучения расплавных включений. - Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 1, с. 201-205.

57. Красов Н.Ф. Условия кристаллизации современных лав вулканов Карымского и Безымянного (по данным изучения включений в минералах). - Автореф. канд. дисс. - Новосибирск, 1980. - 24 с.

58. Кузнецов П.П., Симонов В.А. Некоторые черты строения Чаганузунского гипербазитового массива (Горный Алтай). - Геол. и геофиз., 1976, № 7, с. 102-106.

59. Кузнецов П.П., Симонов В.А. О структурном положении негранитных пегматитов в разрезах габбро-гипербазитовых массивов Алтае-Саянской области. - Геол. и геофиз., 1978, № 3, с. 63-72.

60. Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Кузнецова И.К. Щелочной амфибол группы кроссит-родусит из альбититов Южно-Шимидтовского гипербазитового массива. - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, Наука, 1976, т. 10, с. 85-92.

61. Леснов Ф.П., Симонов В.А., Поспелова Л.Н. Об условиях кристаллизации габброидов Купольского базит-гипербазитового плутона (Корякское нагорье). - В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск, Наука, 1980, с. 174-189.

62. Львов Ю.А., Васильев Н.В., Ваулин П.П., Гришина С.Н. Зола в слое торфа 1908 года. - В кн.: Вопросы метеоритики. Томск, 1976, с. 94-99.

63. Лхамсурен Ж., Косухин О.Н. Раскристаллизованные расплавные включения в кварце графической зоны камерных пегматитов Горихинского массива МНР. - В кн.: Научные труды минералогического музея. Улан-Батор, Изд-во Монгол. гос. ун-та, 1979, с. 78-84.

64. Моторина И.В. Температурные условия кристаллизации некоторых аллохтонных гранитных плутонов по данным изучения расплавных включений. - В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М., Наука, 1978, с. 79-82.

65. Ножкин А.Д., Бакуменко И.Т. О типоморфных особенностях ассоциации жильных аллюмофторидов, флюорита и галогенидосиликатов. - В кн.: XI съезд Международ. минералогич. ассоциации. (Тезисы докл.). Новосибирск, 1978, т. I, с. 120.

66. Панина Л.И. Температуры кристаллизации некоторых структурно-текстурных разновидностей щелочных пород Турьего мыса (Кольский п-ов). - Геол. и геофиз., 1977, № 6, с. 45-51.

67. Панина Л.И. О температурах кристаллизации пироксена и лейцита в щелочных породах Синнырского плутона. - Геол. и геофиз., 1978, № 6, с. 54-60.

68. Панина Л.И., Костюк В.П. Включения минералообразующих сред в минералах щелочных пород карбонатитовых комплексов. - В кн.: Теория и практика термобарогеохимии. М., Наука, 1978, с. 80-86.

69. Панина Л.И., Подгорных Н.М. Температуры кристаллизации минералов в карбонатитах щелочно-ультраосновных комплексов. - В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М., Наука, 1979, с.222-230.

70. Пругов В.П., Кузнецова И.К., Пругова И.В. Хромдиопсид из дайки пироксеновых порфиритов (центральная часть Кузнецкого Алатау). - Геол. и геофиз., 1980, № 10, с. 146-149.

71. Рослякова Н.В., Цимбалист В.Г., Шугурова Н.А. Состав рудообразующих растворов Берикюльского золоторудного месторождения. - В кн.: Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, Наука, 1976, с. 65-71.

72. Рост Р., Долгов Ю.А., Вишневецкий С.А. Газы во включениях из силикатных стекол кратера Рис (ФРТ) и находка высокобарических полиморфов углерода. - Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 3, с. 695-698.

73. Рябов В.В., Бакуменко И.Т., Фоминых И.М. Дендритовидные мегакристаллы клинопироксена в траппах Норильского района и некоторые вопросы их образования. - В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск, Наука, 1977, с.47-74.

74. Симонов В.А. Физико-химические особенности образования нефелинов миаскит-пегматитов. - В кн.: Сопровождение молодых ученых по минералогии, геохимии и методам исследования минералов. (Тезисы докл.). Владивосток, 1976, с. 35-36.

75. Симонов В.А. Условия образования некоторых типов неграунтовых пегматитов. Автореф. канд. дисс. - Новосибирск, 1978, - 22 с.

76. Симонов В.А. Условия кристаллизации разноцветных нефелинов в миаскит-пегматите копи II5 Ильменского заповедника. - В кн.: Исследования по минералогии и геохимии Урала. Свердловск, 1978, с. 91-97.

77. Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Костюк В.П. О возможности использования расплавных включений для петрологических реконструкций. - Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 146-148.

78. Соболев В.С., Бакуменко И.Т. О пределах магматической кристаллизации при формировании гранитных пегматитов. - В кн.: Проблемы физико-химической петрологии (метаморфизм, магматизм). М., Наука, 1979, т. I, с. 204-224.

79. Соболев В.С., Базарова Т.Ю., Костюк В.П. Роль гибризма при формировании габин-содалитового сиенит-порфира. - Геол. и геофиз., 1980, № II, с. 19-26.

80. Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Чупин В.П. Включения затвердевших расплавов в кварце регенерированных гранитов Онежского озера. - Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 5, с. 1211-1213.

81. Соболев В.С., Костюк В.П., Базарова Т.Ю., Поспелова Л.Н. Результаты определения составов включений во вкрапленниках сиенит-порфира. - Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 2, с. 439-442.

82. Сотников В.И., Проскуряков А.А., Нихитина Е.И., Шугурова Н.А. О возможности использования акцессорного апатита для минералотермометрического анализа. - В кн.: Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах). Новосибирск, 1976, с. 70-75.

83. Сотников В.И., Берзина А.П., Шугурова Н.А., Моторина И.В. Физико-химические параметры процессов формирования месторождений медно-молибденовой рудной формации. - В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, Наука, 1979, т. I, с. 209-220.

84. Термобарогеохимия в геологии. Владивосток, 1978. - 217 с.

Из содержания: а) Долгов Ю.А. Адиабатический процесс по газовой-жидким включениям в минералах, с. 14-16. б) Бакуменко И.Т., Базарова Т.Ю., Косухин О.Н., Красов Н.Ф., Подгорных Н.М., Чупин В.П. Условия кристаллизации магматических пор по данным изучения расплавных включений, с. 31-33. в) Бакуменко И.Т., Косухин О.Н., Чупин В.П. Условия кристаллизации разных типов магматических кварц-полевошпатовых письменных сростаний, с. 47-48; г) О.Н.Косухин. О некоторых особенностях процессов камерного пегматитообразования, с. 50-51. д) Панина Л.И. Температуры кристаллизации меллит-монтчеллит-оливиновых пород массива Ковдор, с. 59. е) Панина Л.И. Об условиях кристаллизации апатита в породах щелочно-ультраосновных (карбонатитовых) комплексов, с. 59-60. ж) Подгорных Н.М. Первые результаты по исследованию включений расплава в кальците карбонатитов, с. 63-64. з) Чупин В.П., Матреницкий А.Т. Температурные условия формирования гранитоидов некоторых районов Монголии, с. 81. и) Красов Н.Ф., Попова Н.М. Сравнение вязкости андезитовых лав Камчатки по данным изучения включений в минералах, с. 94-95. к) Моторина И.В. Температуры

кристаллизации кварц-пироксеновых трахибазальтовых порфиров и липарит-дацитовых порфиров, с. 99-100. л) Базарова Т.Д., Казарян Г.А., Кузнецова И.К. Условия кристаллизации щелочных эффузивов Южной Армении, с. 110-111. м) Долгов Ю.А., Томиленко А.А. Типы включений в метаморфических минералах, с. 116-118. н) Симонов В.А., Шугурова Н.А., Долгов Ю.А. Исследование состава индивидуальных включений с помощью атомно-абсорбционного анализа, с. 157. о) Симонов В.А. О включениях в искусственном содалите, с. 198. п) Красов Н.Ф., Осоргин Н.Ю., Чулина Л.Ю., Шешегов Ф.Н. Установка для исследования включений в темноцветных минералах при высоких температурах, с. 125-126.

85. Томиленко А.А., Бердников Н.В., Карсаков Л.П. Криметрия включений в породах Чогарского глубинного метаморфического комплекса (Восточная Сибирь). - Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1189-1192.

86. Томиленко А.А., Долгов Ю.А. Условия образования "гранулированного" кварца хр.Борус (Зап.Саян). - В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток, 1978, с. 159-161.

87. Томиленко А.А., Долгов Ю.А. Условия образования "гранулированного" кварца хр.Борус (Зап.Саян). - Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5, с. 1173-1176.

88. Харламов Е.С., Кудрявцева Г.П., Гаранян В.К., Кореннова Н.Г., Москалик А.А., Сандомирская С.М., Шугурова Н.А. О происхождении карбонатитов Ковдорского месторождения. - Геология рудн. месторождений, 1980, т. XXII, № 4, с. 3-20.

89. Широких Ш.Н., Борисенко А.С., Шугурова Н.А. Физико-химические образования околорудных метасоматитов Илинского и Дыбьского золоторудных месторождений. - В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. (Тезисы докл.). Новосибирск, 1977, т. 2, с. 55-56.

90. Шугурова Н.А., Шохонова Л.А., Гришина С.Н. К методике определения состава газовой фазы индивидуальных включений. - В кн.: Теория и практика термобарогеохимии. М., Наука, 1978, с.237-240.

91. Щербань И.П., Долгов Ю.А., Боровикова Г.А., Гибшер Н.А. Физико-химические условия образования Тилинского колчеданно-полеметаллического месторождения по термодинамическим и термобарометрическим данным. - Геол. и геофиз., 1976, № 12, с. 46-56.

92. Шербань И.П., Долгов Ю.А., Боровикова Г.А., Гибшер Н.А. Физико-химические условия образования Рубцовского колчеданно-полиметаллического месторождения Рудного Алтая по термодинамическим и термобарометрическим данным. - Геол. и геофиз., 1980, № 1, с. 84-92.

93. Чупин В.П., Бакуменко И.Т., Соболев В.С. Раскristализованные включения расплавов в кварце гранитов ралакиви. - Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 5, с. 1200-1203.

94. Чупин В.П., Матреницкий А.Т. Температурные условия формирования гранитоидов Орхон-Селенгинского прогиба (Монголия) и их связь с рудообразованием. - Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 686-689.

95. Bakumenko I.T. Peculiarities in volcanic rock crystallization (with reference to melt inclusion study). - Résumés Collected Abstracts, 12th general meeting IMA, Orleans (France), 1980, p. 121.

96. Clocchiatti R., Krasov N.F. Crystallisation fractionnée et immiscibilités dans les liquides silicatés calco-alcalins piégés dans les phénocristaux de plagioclases des laves du volcan Karimski (Kamchatka, URSS). - Comptes Rendu, Acad. Sci. du France, 1979, t. 289, N 1, p. 1-4.

97. Clocchiatti R., Krasov N.F. Différent modes de cristallisation et formation de liquides immiscibles dans les reliquats magmatiques des phénocristaux de plagioclase des laves calco-alcalines du volcan Karimski (Kamchatka, URSS). - In.: 7-e Reunion Annuelle des Sci. de la Terre, Lyon, Soc. Géol. de France, 1979, p. 269.

98. Lepezin G.G., Kuzneszova I.K., Lavrentjev Ju.G., Hmeljnikova O.S. Optical Methods of Determination of the Water Contents in Cordiorites. - Contributions to Mineral. and Petrol., 1976, N 58, p. 319-329.

С О Д Е Р Ж А Н И Е

| | |
|--|----|
| Долгов Ю.А., Вишнеvский С.А., Томиленко А.А. ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ | 3 |
| ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ МАГМАТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ .. | |
| Бакуменко И.Т., Базарова Т.Ю., Красов Н.Ф., Кузнецова И.К., Моторина И.В., Попова Н.М. Термобарогеохимические исследования вулканитов и субвулканических образований | 13 |
| Панина Л.И., Подгорных Н.М., Булгакова Е.Н. Термобарогеохимические исследования щелочных плутонических горных пород | 28 |
| Бакуменко И.Т., Косухин О.Н., Симонов В.А., Чупин В.П. Термобарогеохимические исследования габброидов, гранитоидов и гранитных пегматитов | 38 |
| Симонов В.А. ИССЛЕДОВАНИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ НЕГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ | 53 |
| Долгов Ю.А., Гибшер Н.А. ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ | 56 |
| Долгов Ю.А., Шугурова Н.А. АНАЛИЗ ГАЗОВ ИЗ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ | 63 |
| ЛИТЕРАТУРА..... | 67 |

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сборник научных трудов

Ответственные редакторы:

Юрий Александрович Долгов, Игорь Тимофеевич Бакуменко

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 1.VI.1981г. МН 05037.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 5,0+1вкл. Уч.-изд.л. 4,7.
Тираж 500. Заказ 212. Цена 70 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.