ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ

к 125-летию
со дня рождения

академика
Александра Петровича
КАРПИНСКОГО

Академик
Александр Петрович Карпинский
(1846—1936 гг.)

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СЕКЦИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

549+552
П 78

ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград
1972

Библиотека

Редакционная коллегия

Главный редактор чл.-корр. АН СССР *П. М. ТАТАРИНОВ*
Зам. главного редактора докт. г.-м. наук *Д. В. РУНДКВИСТ*

Члены коллегии: акад. *Н. В. Белов*, докт. г.-м. наук *В. И. Герасимовский*, докт. г.-м. наук *М. Н. Годлевский*, проф. *В. В. Доливо-Добровольский*, акад. *Д. С. Коржинский*, проф. *А. А. Кухаренко*, акад. АН УССР *Е. К. Лазаренко*, чл.-корр. АН УССР *А. С. Поваренных*, проф. *С. П. Соловьев*, проф. *В. Б. Татарский*, проф. *И. И. Шафрановский*, отв. секретарь канд. г.-м. наук *Ю. Б. Марин*.

2-9-2; 2-9-3
657-72

П. М. Татаринов, С. П. Соловьев

ГЛАВНЕЙШИЕ ДАТЫ ЖИЗНИ И ДЕЯТЕЛЬНОСТИ АКАДЕМИКА А. П. КАРПИНСКОГО

(к 125-летию со дня рождения)

Александр Петрович Карпинский — крупнейший ученый, патриарх русской геологии — родился 26 декабря 1846 г. (7 января 1847 г. по нов. ст.) в Богословске (ныне г. Карпинск, Свердловской обл.) в семье горного инженера. Умер 15 июля 1936 г. в Удельном (близ Москвы).

Творческая деятельность А. П. Карпинского в течение почти семи десятилетий была исключительно разнообразной и эффективной (в списке его трудов значится около 500 названий). В своих работах он затронул многие разделы геологических наук: создал ряд замечательных работ в области учения о горных породах и минералогии, внес крупный вклад в изучение полезных ископаемых, особенно Урала. Его работы посвящены углям восточного склона Урала, железным рудам Алапаевского района, никелю Ревдинского участка, платине Урала и другим полезным ископаемым.

Много внимания А. П. Карпинским уделено изучению полезных ископаемых Донецкого бассейна. В частности, ему принадлежит честь открытия одного из крупнейших в пределах нашей Родины соляных месторождений — Бахмутского.

А. П. Карпинский является основоположником учения о строении и истории развития Русской платформы. Его работы «Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды» (1887), «Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России» (1894) [1] и ряд других являются весьма важными в тектоническом и других отношениях.

Славный продолжатель его дела академик А. Д. Архангельский [2] в 1923 г. об этих работах пишет (стр. 47): «Никто, кроме А. П. Карпинского, до сих пор не пытался охватить Русскую платформу в ее целом. . . Основные черты тектоники Русской плиты в ее целом, а также причины и последовательность во времени тех деформаций земной коры, которые обусловили ее особенности, сделались для нас более или менее ясными лишь благодаря почти полувековой работе А. П. Карпинского».

Некоторые работы А. П. Карпинского носят чисто палеонтологический характер, в частности, к ним относятся труды, посвященные геликоприону (helicoprion). Труд А. П. Карпинского «Об аммонеях артинского яруса

---

[1] Были переизданы с дополнительными примечаниями А. П. Карпинского под названием «Очерки геологического прошлого Европейской России» (1919).

[2] А. Д. Архангельский. Введение в изучение геологии Европейской части России. Часть 1, ГИЗ, М., 1923.

и некоторых сходных с ними каменноугольных формах» (1891), обнаруженных на Южном Урале, является классическим. Академик Н. М. Страхов пишет: «Ее достоинством, помимо отчетливости и полноты морфологических характеристик, является также то, что она выполнена на широкой биологической основе с применением онтогенетического метода изучения раковины аммоней, впервые введенного А. П. Карпинским в русскую научную литературу. Построенная им таблица соотношений развития палеозойских аммоней, показывающая стадии, через которые проходило развитие каждой формы, стала классической и вошла в учебники».[3]

Под руководством А. П. Карпинского была составлена геологическая карта России (в масштабе 60 верст в дюйме), изданная Геологическим комитетом.

А. П. Карпинский в течение почти трех десятилетий преподавал в Горном институте в Петербурге, профессором которого он был. Он написал ряд учебных пособий (Способы петрографических исследований и др.).

А. П. Карпинский был одним из первых русских исследователей, применившим во второй половине XIX столетия микроскопический метод для изучения горных пород, который поднял отечественную петрологию на более высокую ступень.

Много времени и энергии А. П. Карпинский уделял научно-организационной работе и общественной деятельности. Достаточно напомнить, что он в течение двадцати лет (до 1936 г.) был президентом Академии наук Советского Союза.

Особо подчеркнем его активную деятельность в Минералогическом обществе, которым он руководил в течение почти 37 лет (с 1899 по 1936 г.). Ученик А. П. Карпинского выдающийся ученый А. П. Герасимов, оценивая в целом его деятельность в Минералогическом обществе, пишет, что А. П. Карпинский «за этот длинный срок так сжился с Обществом, так глубоко вошел в его интересы, что теперь нам трудно представить себе собрание Общества и не видеть на нем своего всеми уважаемого маститого председателя».[4]

А. П. Карпинский был также почетным членом многих научных организаций как в нашей стране, так и за рубежом.

Ниже приводятся главнейшие даты научной, педагогической и научно-организационной деятельности академика А. П. Карпинского.

1866 г. — А. П. Карпинский блестяще (с золотой медалью) окончил Горный институт в Петербурге и получил звание горного инженера. В течение почти двух лет занимается изучением золотоносных россыпей на огромной площади — от Богословска до Оренбургских степей.

1869 г. — Публичная защита диссертации на тему «Авгитовые породы деревни Мулдакаевой и горы Качканар» для получения звания адъюнкта. Начало преподавательской деятельности в Петербургском горном институте. Чтение пробных лекций на темы: «О жильных месторождениях медной руды на Урале» и «О вековых поднятиях».

1869 г. — Избрание А. П. Карпинского в действительные члены Петербургского минералогического общества.

1871 г. — Изучение кристаллических образований Уральского хребта в летний период.

1872 г. — Геологические исследования в летний период по линии строящихся в России железных дорог (в помощь проф. Н. П. Барбот де Марни).

1873 г. — Геологические исследования в бассейне р. Сакмары Оренбургского края в летний период.

1873 г. — Избрание в комиссию для составления программы работ, касающихся вопроса о нахождении алмазов в россыпях Уральского хребта.

---

[3] Н. М. Страхов. Александр Петрович Карпинский. Изд. АН СССР, М.—Л., 1947, стр. 8.

[4] А. П. Герасимов. Краткий очерк жизни и деятельности А. П. Карпинского. Зап. Всерос. минер. общ., ч. 66, вып. 1, 1937.

1875 г. — Геологические исследования и разведка залежей каменной соли в течение трех месяцев в Порховском уезде Псковской губернии.

1875 г. — Избрание в состав Редакционной геологической комиссии Минералогического общества.

1876 г. — Руководство в течение пяти месяцев исследованиями каменноугольных отложений и разведкой на каменный уголь на восточном склоне Урала.

1877 г. — Утверждение профессором Горного института по кафедре геологии, геогнозии и рудных месторождений.

1879 г. — Участие в заседаниях секции геологии и минералогии VI съезда русских естествоиспытателей и врачей.

1881 г. — Руководство разведочными работами в летний период на восточном склоне Урала. Участие в заседаниях II Международного геологического конгресса в Болонье (Италия).

1882 г. — Избрание на должность старшего геолога вновь организованного Геологического комитета (при Горном департаменте Министерства государственных имуществ).

1883 г. — Поездка в летний период в Кыштымский и Уфалейский горные округа для геологических исследований. Издание геологической карты Европейской России с указанием степени исследованности в геологическом отношении отдельных районов.

1884 г. — Геологические исследования в Пермской и Оренбургской губерниях в летний период.

1884 г. — Избрание в почетные члены Минералогического общества. Избрание в состав комиссии для обсуждения «Правил для руководства при снаряжении геологических экспедиций, отправляемых Минералогическим обществом», и «Инструкций для геологических исследований России с целью составления геологической ее карты».

1885 г. — Назначение директором Геологического комитета. Участие в III Международном геологическом конгрессе в Берлине.

1889 г. — Избрание общим собранием Академии наук в экстраординарные академики по геологии.

1890 г. — Геологические исследования в летний период в Казанской, Таврической губерниях и на Урале. Сообщение об издании Геологической карты России в 60-верстном масштабе (Геологический комитет).

1891 г. — Поездки в Харьковскую, Киевскую, Минскую и Виленскую губернии для подготовки работ по составлению Общей геологической карты Европейской России.

1892 г. — Поездка в Швейцарию и Францию для участия в совещании в Лозанне по изданию Геологической карты Европы и для ознакомления с устройством высшего геологического учреждения во Франции.

1894 г. — Участие в работе VI Международного геологического конгресса в Цюрихе (Швейцария). Избрание вице-президентом конгресса. Демонстрирование на конгрессе Геологической карты Европейской России. Утверждение в звании заслуженного профессора Горного института в Петербурге.

1895 г. — Поездка на Кавказ для подготовительных работ по организации экскурсий к предстоящему (в 1897 г.) в Петербурге Международному геологическому конгрессу.

1896 г. — Избрание общим собранием Академии наук в ординарные академики. Освобождение, согласно прошению, от должности ординарного профессора Горного института.

1897 г. — Участие в работе VII Международного геологического конгресса в Петербурге. А. П. Карпинский — президент конгресса. Руководство экскурсией на Урал — от Уржума (Киров) до Екатеринбурга (Свердловск) — участников VII Международного геологического конгресса.

1898 г. — Участие в работе секции минералогии и геологии X съезда русских естествоиспытателей и врачей в Киеве.

1899 г. — Поездка во Францию для участия в совещаниях Международной петрографической комиссии в Париже.

1899 г. — Избрание директором Минералогического общества. В последующие годы А. П. Карпинский, вплоть до 1936 г., переизбирался на пост руководителя Минералогического общества.

1900 г. — Участие в работе VIII Международного геологического конгресса в Париже.

1900 г. — Сообщение на заседании Минералогического общества (19 сентября) об углистом веществе из нижнекембрийских отложений района Кунды (Прибалтика). Определение состава и строения некоторых углей Подмосковного бассейна (нахождение в них остатков бактерий и пр.).

1901 г. — Участие в работе XI съезда русских естествоиспытателей и врачей в Петербурге.

1902 г. — Участие в работе VI Международного конгресса по гидрогеологии, климатологии и геологии в Гренобле (Франция).

1903 г. — Участие в работе IX Международного геологического конгресса в Вене.
1904 г. — Участие в съезде Международной ассоциации академий в Лондоне.
1905 г. — Назначение временно исполняющим должность непременного секретаря Академии наук.
1907 г. — Сообщение на заседании (17 апреля) Минералогического общества о некоторых породах в уральских месторождениях хромистого железняка.
1908 г. — Избрание в состав Магнитной комиссии.
1910 г. — Участие в работе XI Международного геологического конгресса в Стокгольме.
1911 г. — Сообщение на заседании (18 октября) Минералогического общества о применении биогенетического принципа при исследовании некоторых групп аммоней.
1913 г. — Участие в работе XII Международного геологического конгресса в Торонто (Канада).
1914 г. — Демонстрирование на заседании (15 апреля) Минералогического общества отпечатка *Helicoprion*.
1915 г. — Избрание членом Комиссии по вопросу исследования естественных производительных сил России.
1916 г. — Назначение временно исполняющим обязанности вице-президента Академии наук. Чествование по случаю 70-летия со дня рождения и 50-летия научной деятельности.
1917 г. — Избрание общим собранием Академии наук в президенты Российской Академии наук сроком на пять лет. (Переизбрание в 1922, 1927 и 1932 гг.).
1918 г. — Избрание общим собранием Академии наук председателем Особой комиссии для пересмотра устава Академии наук.
1919 г. — Избрание на должность председателя Северо-Двинской комиссии (Комиссия по Северо-Двинским раскопкам проф. В. П. Амалицкого).
1920 г. — Избрание в состав президиума Ученого совета Северной научно-промысловой экспедиции Высшего совета народного хозяйства.
1921 г. — Избрание общим руководителем по подготовке к печати нового издания Геологической карты Европейской России 60-верстного масштаба (Геологический комитет).
1924 г. — Поездка за границу для ознакомления с последними достижениями геологии в Европе.
1925 г. — Избрание действительным членом Украинской Академии наук.
1926 г. — Участие в работе XIV Международного геологического конгресса в Мадриде. Участие в работе II Всесоюзного геологического съезда в Киеве.
1928 г. — Избрание действительным членом Белорусской Академии наук.
1929 г. — Выступление на заседании (19 января) Минералогического общества по вопросу о современной минералогической терминологии.
1930 г. — Поездка на Международный конгресс по горному делу, металлургии и прикладной геологии в Льеже (Бельгия). Участие на Международном съезде в Париже по случаю 100-летия Французского геологического общества и 50-летия Французского минералогического общества.
1931 г. — Поездка в Палермо (Сицилия) на празднование юбилея Итальянского геологического общества.
1933 г. — Участие в поездке бригады Академии наук в Северный край.
1935 г. — Участие в пленуме совещания, посвященного проблемам развития народного хозяйства Ухта-Печорского края, Югорского Шара и Приполярного Урала. Поездка в Лондон на празднование 100-летия Геологического общества Великобритании.

С. П. Соловьев

ВКЛАД А. П. КАРПИНСКОГО В ПОЗНАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Научная деятельность Александра Петровича Карпинского была исключительно многогранной. В его многочисленных трудах отражены результаты исследований различных горных пород.

Здесь мы рассмотрим лишь те работы А. П. Карпинского, которые посвящены петрографии, а также частично изучению некоторых породообразующих минералов. При чтении этой статьи необходимо иметь в виду состояние науки о горных породах в основном во второй половине XIX столетия. Некоторые общие вопросы петрологии, затронутые А. П. Карпинским, рассматриваются в свете новых исследований.

Первая петрографическая работа А. П. Карпинского, опубликованная в 1869 г., была посвящена авгитовым породам, развитым в районе сел. Мулдакаево и горы Качканар. Эта работа была защищена в качестве диссертации для получения звания адъюнкта. Данная работа примечательна еще тем, что при изучении мулдакаевских горных пород был использован поляризационный микроскоп. А. П. Карпинский был одним из первых русских исследователей, применивших во второй половине девятнадцатого столетия микроскопический метод для изучения горных пород. Следует добавить, что указанные уральские породы (и некоторые породообразующие минералы, например, пироксен) были также изучены химически, причем химические исследования были произведены А. П. Карпинским в лаборатории Горного института.

А. П. Карпинский много вложил труда в исследование и других разнообразных (как в смысле состава, так и генезиса) горных пород. Ниже в хронологическом порядке кратко характеризуются результаты этих исследований.

В 1871 г. появилось в печати сообщение А. П. Карпинского об исследовании отечественных эпидозитов, в котором также изложены соображения об их происхождении. В 1873 г. он дал достаточно подробное описание базальтов (анамезитов) Волыни, охарактеризовав их как в отношении состава (микроскопическим методом), так и геологического положения (возраст и залегание). В 1874 г. появились небольшие заметки А. П. Карпинского о вулканических горных породах Алтая и так называемой «барзовитовой» породе (состоящей из корунда и плагиоклаза) из Кыштымского округа на Урале.

В период 1875—1878 гг. несколько публикаций посвящено уральским березитам, с которыми связаны золоторудные жилы. Главное внимание в этих заметках уделено установлению природы березитов. Кроме того, дана краткая характеристика ряда других метаморфических горных пород, в частности лиственитов.

В 1878 г. были опубликованы результаты исследований под микроскопом различных горных пород Туркестанского края. Изучались магмати-

ческие горные породы как интрузивного (граниты, граносиениты и др.), так и эффузивного характера (различные порфиры и порфириты), кроме того, некоторые метаморфические и осадочные горные породы.

В 1882 г. появились в печати (на немецком языке) данные А. П. Карпинского о составе так называемой соломенской брекчии из Олонецкого края.

В 1884 г. были опубликованы «Петрографические заметки», в которых А. П. Карпинский описал способы физического разделения минералов при помощи так называемых «тяжелых» жидкостей и методы определения химическим путем свободного кварца в горной породе. Отмеченная работа примечательна еще тем, что устанавливается приоритет русского ученого по изучению лейкоксена и его природы. В работе указывается на необходимость публикации мелких сообщений и заметок, освещающих новое в науке. А. П. Карпинский подчеркивает, что «путем устной передачи такие наблюдения делаются нередко общеизвестными и приобретают иногда некоторое не совсем ничтожное значение. Между тем имя автора их или совершенно забывается или вместо него выступает новое лицо (преимущественно уже вне пределов России. . .)» (стр. 143).

В 1887 г. в работе, посвященной метаморфическим породам Урала, излагаются данные, полученные при исследовании некоторых продуктов метаморфизма на восточном склоне Среднего Урала в бассейне р. Багаряка (близ сел. Баевского). В этом районе Урала процессу преобразования подверглись осадочные породы каменноугольного возраста. Особое внимание А. П. Карпинского привлекли сланцеватые «графитистые» известняки, переполненные кристалликами темного граната (до 6 мм в диаметре). Гранат был детально изучен, причем при химическом исследовании было обнаружено, что он содержит значительное количество марганца (MnO=25.8%).

В 1887—1888 гг. А. П. Карпинский дает описание эпидиоритов с р. Рыбной (бассейн р. Енисей), доставленных ему горным инженером А. М. Шестаковым.

В 1892 г. была напечатана статья под названием «Замечания о горных породах Канинского хребта», в которой дается описание горных пород Канинского кряжа и приводится петрографическая характеристика канинских горных пород из коллекций К. И. Гревингка и некоторых других исследователей. В этой статье указаны в основном метаморфические и осадочные горные породы п-ва Канина. К продуктам метаморфизма отнесены различные (в смысле состава и степени метаморфизма) кристаллические сланцы. А. П. Карпинский отмечает, что в кристаллических сланцах можно различать ряд элементов, в частности первичные текстуры, сохранившиеся от первоначальной осадочной породы и свидетельствующие о возникновении сланцев за счет осадочных пород.

В 1897 г. были опубликованы краткие сведения о горных породах, собранных на Дальнем Востоке во время геологических исследований по линии Сибирской железной дороги. Эти образцы были получены от участников Амурской геологической партии. Среди различных эффузивных горных пород отмечаются представители как кислого (кварцевые порфиры и др.), так и основного (например, базальты) состава. Представляет интерес указание на наличие в бассейне р. Имана щелочных эффузивов — нефелиновых базальтов.

В 1902 г. А. П. Карпинский делает сообщение о некоторых щелочных породах Ильменских гор (Урал).

В начале двадцатого века (1903 г.) появилась работа о довольно своеобразных породах — грорудитах Забайкалья. Она представляет интерес во многих отношениях, поскольку в ней затрагиваются и некоторые общие вопросы петрологии. Основой для этой работы послужили образцы

горных пород, собранные А. Э. Гедройцем при геологических исследованиях восточной части Забайкалья (бассейн р. Кары, Нерчинский округ). А. П. Карпинский подробно исследовал эти породы микроскопически. Были также произведены химические анализы как самой породы, так и некоторых породообразующих минералов (эгирина). Результаты этих исследований дали возможность обоснованно отнести изученные породы к грорудиту, поскольку основными составными компонентами его являются кварц (52%), ортоклаз (21%), эгирин (20%); [1] кроме того, около 7% альбита (вероятно, вторичного).

В 1908 г. были опубликованы результаты изучения вулканического песка, выпавшего 15—16 марта 1907 г. около Петропавловска на Камчатке. Эти вулканические продукты были собраны смотрителем Петропавловского маяка и переданы А. П. Карпинскому для исследования. Помимо подробной петрографической характеристики был сделан химический анализ вулканического песка. Все это позволило обоснованно отнести указанные продукты извержения к авгит-гиперстеновому андезиту.

Некоторые сообщения А. П. Карпинского посвящены характеристике отдельных минералов, в том числе кристаллам поваренной соли с крестообразными фигурами на двух противоположных гранях (1897 г.), корунду, найденному близ Тегинского завода в Кыштымском округе на Урале (1901 г.), пироморфиту из Хионинского прииска на Урале (1904 г.), бруситу из окрестностей г. Шуши на Кавказе (1904 г.) и некоторым другим.

Более четверти века А. П. Карпинский посвятил педагогической деятельности в Петербургском (ныне Ленинградском) горном институте.

Среди геологических дисциплин, читаемых А. П. Карпинским, был курс петрографии. Следует заметить, что в тот период почти не существовало петрографических руководств на русском языке. Это обстоятельство затрудняло преподавание науки о горных породах, поэтому А. П. Карпинский много внимания уделял составлению соответствующих учебных пособий по петрографии. Прежде всего отметим издание (литографское) его лекций в Горном институте по петрографии: «Описание главнейших горных пород» (1876 г.), «Извлечение из лекций об осадочных образованиях» (1877 г.). Он также составил подробную библиографическую сводку о способах петрографических исследований (1885 г.). В этой сводке довольно подробно излагаются микроскопические и другие методы исследования горных пород. Чтобы иметь представление о ней, приведем краткое ее содержание, но в несколько ином порядке, чем у А. П. Карпинского.

I. Микроскопические исследования:

приготовление микроскопических препаратов,
микроскопы,
исследование препаратов в обыкновенном проходящем свете,
исследование препаратов в параллельном поляризованном свете,
исследование препаратов в сходящемся поляризованном свете,
исследование плеохроизма и поглощения света,
определение показателя преломления,
исследование препаратов в отраженном свете,
микроскопическое измерение двугранных углов мелких кристаллов,
микрохимические исследования.

II. Химические исследования:

общие замечания о химическом исследовании пород и данные для сравнения результатов анализа,
способы количественного определения «кварца»,

[1] Процентное содержание породообразующих минералов рассчитано из химического анализа данной породы.

способы определения магнитного железняка и самородного железа,
различение графита и аморфного углерода,
различение составных частей горных пород и вообще минералов при помощи органических кислот,
исследование минералов при помощи реакции окрашивания пламени и спектрального анализа.

III. Способы разделения составных частей горных пород:

механическая сортировка составных частей горных пород,
разделение составных частей пород при помощи магнита и электромагнита,
способы химического разделения составных частей горных пород.

IV. Макро- и микроскопические исследования включений жидкостей.

V. Исследования некоторых физических свойств горных пород и их составных частей:

определение удельного веса,
определение теплопроводности горных пород,
определение теплоемкости горных пород,
определение плавкости горных пород и их составных частей,
определение потери удельного веса вследствие сплавления пород,
определение гигроскопичности горных пород,
определение упругости пород.

VI. Учебники и общие сочинения по петрографии:

учебники по петрографии,
наиболее новые курсы геологии, заключающие петрографию как особый отдел,
сочинения, специально рассматривающие способы исследования горных пород,
сочинения, заключающие важные общие сведения по петрографии,
сочинения, могущие служить для теоретического разъяснения явлений, замечаемых при петрографических исследованиях.

Кроме того, А. П. Карпинским были составлены ценные (особенно для того времени) таблицы: «Классификация массивных горных пород и обозначение их минеральных компонентов» (1895 г.); «Таблица для первоначального ознакомления с ходом микроскопического определения составных частей горных пород» (1896 г.).

А. П. Карпинский в своих работах рассматривает и некоторые общие вопросы петрологии. В статье «О петрографических законах» (1870) он высказал свое мнение о некоторых существовавших тогда теоретических положениях в области петрологии, например, подверг критике так называемые пять законов Наумана. По первому закону те породы, которые содержат в виде существенных составных частей ортоклаз, санидин, альбит (и олигоклаз) вместе с кварцем, могут заключать роговую обманку, но никогда не содержат ни авгита, ни лабрадора. Второй закон указывает на вероятность нахождения в лабрадоровых породах авгита, отвергая в то же время возможность присутствия в них роговой обманки и кварца. По третьему закону породы с удельным весом меньшим, нежели удельный вес лабрадора, не могут состоять из этого последнего минерала и авгита. Четвертый закон утверждает, что породы, не содержащие водных цеолитов, не могут быть базальтами. По пятому закону те силикатовые породы, которые содержат роговую обманку и удельный вес их ниже удельного веса этого минерала, должны содержать кварц. После соответствующего разбора, А. П. Карпинский пришел к выводу, что «все законы, предложенные Науманом, опровергнуты новейшими исследованиями» (1870, стр. 47).

В некоторых работах А. П. Карпинским затронуты вопросы номенклатуры горных пород и изложена своя точка зрения на законы совместного нахождения полевых шпатов. В частности, он высказал сомнение по крайней мере для ряда случаев о совместном нахождении резко различных (в смысле содержания анортитового компонента) плагиоклазов в одном и том же образце магматической породы, что отмечалось в некоторых публикациях того времени. Произведенные позднее детальные

исследования (в том числе химические) части этих образцов показали, что плагиоклазы оказывались тождественными.

В одной из работ А. П. Карпинского (1903) затронут один из коренных вопросов петрологии, касающийся проблемы поведения химических элементов в магме. А. П. Карпинский считает, что при известных условиях химические элементы разбиваются на «группы соединений». Он пишет, что «эти соединения, дающие начало определенным минералам, соответствуют действительным так называемым ядрам, которые существуют постольку, поскольку совпадают с составом породообразующих минера-

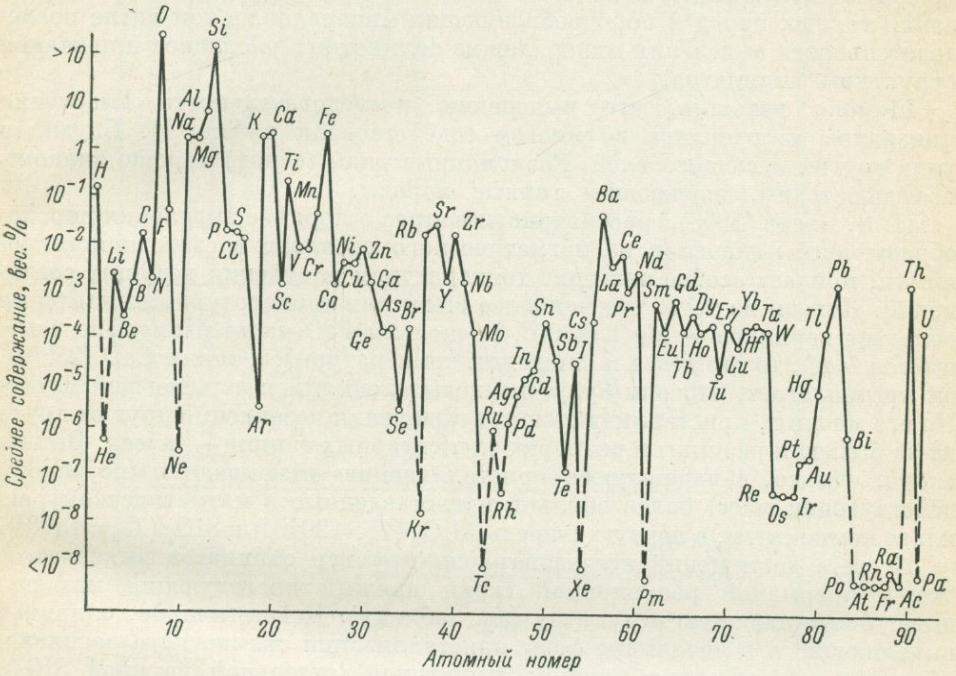


Рис. 1. Кривая распространенности химических элементов в магматических горных породах.

лов» (стр. 215). Он подчеркивает, что «о каждой магме надлежащее представление получится лишь тогда, когда мы будем в состоянии определить, в какие соединения группируются входящие в ее состав элементы. . .» (стр. 215).

Как же вопрос о распространении и поведении химических элементов в магматическом расплаве (при различных температурах) рассматривается в свете ряда новых исследований?

Многочисленные химические исследования продуктов магматической деятельности свидетельствуют, что химические элементы в них распространены далеко не одинаково. Различная распространенность химических элементов в магматических горных породах (в целом) четко отражена на диаграмме (рис. 1), на которой показано среднее содержание элемента (с указанием его атомного номера).

Кривая распространенности химических элементов имеет скачкообразный характер и обнаруживает повторяемость изгибов. В общем намечается некоторая периодичность в расположении химических элементов с относительно повышенным и пониженным содержанием. Намечается также, что элементы с четными атомными номерами в общем относительно

более распространены, чем находящиеся с ними рядом элементы с нечетными атомными номерами.

Что касается распространения главных химических элементов в различных группах магматических горных пород СССР, то их роль в главных разновидностях пород отражена на рис. 2.

Теперь рассмотрим, как себя ведут химические элементы на различных стадиях охлаждения магмы?

Здесь мы не стремимся освещать эту сложную проблему всесторонне, а лишь ограничимся некоторыми соображениями (в той или иной мере предположительными), исходя из достижений в ряде областей исследования горных пород и породообразующих минералов, в том числе последовательности выделения минералов из силикатных расплавов и познания структуры силикатов.

Широко известно, что выяснению последовательности выделения минералов из расплава во многом содействовали работы Н. Боуэна и ряда других исследователей. Реакционные ряды (серии) хорошо знакомы исследователям, изучающим горные породы.

Н. В. Белов (1963),[2] рассматривая вопрос о порядке выделения породообразующих минералов из магматического расплава в свете кристаллохимии, придает особое значение температурам плавления ведущих соединений. Исходя из того, что наиболее высокими температурами плавления обладает периклаз — MgO (2800°, поскольку FeO часто изоморфно замещается MgO, то это ведет к снижению температуры), а также CaO (2580°), он предполагает, что они будут первовыделениями в остывающей магме. По его мнению, кристаллизуются эти выделения независимо друг от друга из-за большой разницы в размерах элементарных единиц — ячеек. Весьма скоро, однако, в начавшуюся кристаллизацию вмешиваются (по закону действующих масс) более обильно представленные в магматическом расплаве компоненты, в первую очередь Al_2O_3 ($T_{пл}$=2015°) и SiO_2 ($T_{пл}$=1470°).

В свете достижений исследователей структур силикатов выясняется, что в прерывной реакционной серии каждый последующий минерал имеет более сложную структуру (см. таблицу). Действительно, оливины, выделяющиеся в начальные фазы кристаллизации силикатного расплава, обладают сравнительно простой структурой (отдельной группой SiO_4). В последующие стадии образуются пироксены (простые цепочки), а затем амфиболы (усложненные цепочки). Позднее появляются биотиты, имеющие более сложную структуру (листы). Любопытно, что по мере усложнения структуры последовательно выделяющихся породообразующих минералов в них (амфиболы и слюды) падает роль магния и происходит относительное накопление OH, F и других летучих веществ. Что касается минералов непрерывной реакционной серии, то здесь имеет место в общем постепенное нарастание в них отношения Si/Al, а также Na, K и одновременное уменьшение Ca.

Теоретически такая последовательная смена выделяющихся породообразующих минералов как в прерывной, так и непрерывной сериях ведет к изменению и продуктов кристаллизации — горных пород. Поскольку в процессе кристаллизации происходит усложнение структуры (вязи) в последовательно выделяющихся компонентах, т. е. кремнекислородные тетраэдры соединяются тем или иным образом между собой,[3] образуя различные цепочки, листы и другие структурные формы, то имеется основание предположить, что на какой-то стадии, например начальной стадии остывания магмы, основным «строительным материалом»

---

[2] Белов Н. В. 1963. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. В кн.: Химия земной коры, Изд. АН СССР, М.

[3] Иначе говоря, имеет место та или иная степень полимеризации.

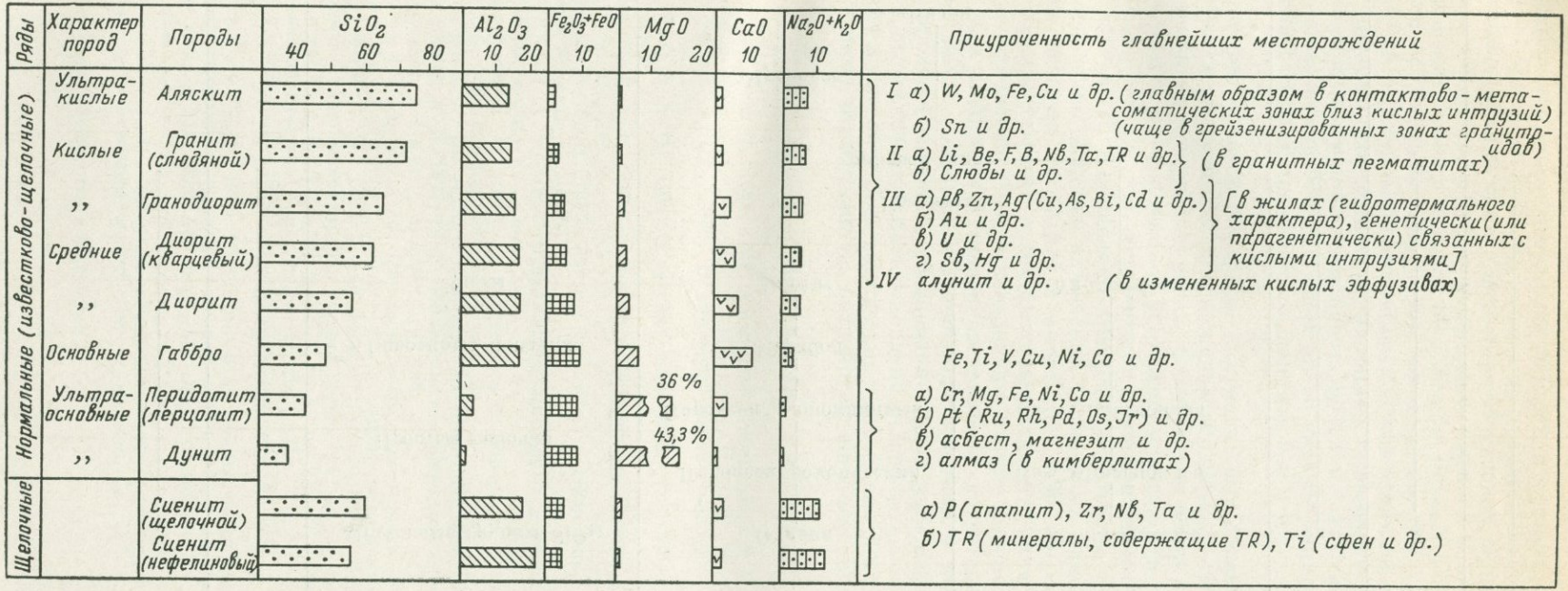
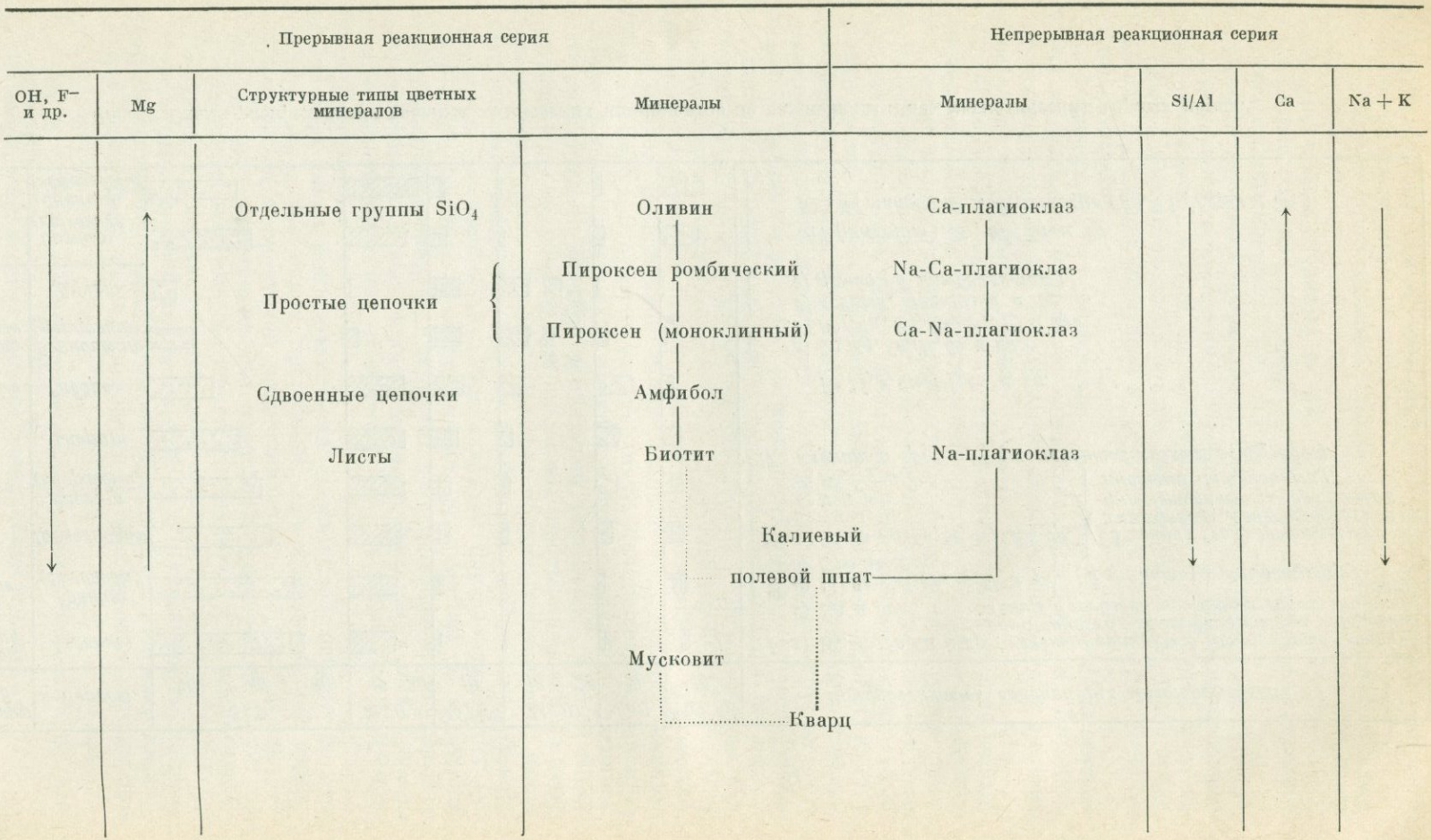


Рис. 2. Схема распределения главных химических компонентов по важнейшим типам магматических горных пород.

Реакционные серии



будут кремнекислородные тетраэдры $(SiO_4)^{4-}$, в которых один атом кремния окружен четырьмя атомами кислорода с отрицательной валентностью. Как известно, кремний и кислород в магматических силикатных расплавах обычно занимают ведущее положение. Среднее количество кремния в магматических горных породах 29.7 вес.% (или 21.6% числа атомов), а кислорода 47.7 вес.% (или 60.8% числа атомов).[4]

Указанные тетраэдры, по-видимому, служат одним из анионов, а обычными катионами, необходимыми, например, для образования оливинов и пироксенов из основной магмы, будут Mg^{2+}, Ca^{2+}, Fe^{2+} и некоторые другие. Если силикатный расплав имеет более кислый состав, то среди главных катионов следует прежде всего отметить Na^{1+}, K^{1+}, а затем уже другие.

В одном из номеров Горного журнала была напечатана статья А. П. Карпинского (1880), посвященная жидким (и газовым) включениям в минералах и горных породах. В ней дается обзор работ, в которых уделяется то или иное внимание включениям жидкости и газа (а иногда студнеобразного вещества), встреченных в минералах и горных породах. В этой статье А. П. Карпинский приводит результаты довольно подробного исследования жидких включений (в которых также наблюдались подвижные газовые пузырьки) в аметистах, найденных близ дер. Липовки на Урале. Опытным путем было выяснено, что включения являются жидкой углекислотой. Эти исследования имели большое теоретическое значение для понимания минералогенезиса и петрогенезиса. Позднее, в середине XX в., жидким и газовым включениям в минералах, в том числе и породообразующих, обоснованно стало уделяться большое внимание. Все вышесказанное дает основание утверждать, что А. П. Карпинский своими исследованиями внес весьма важный вклад в познание горных пород и поднял отечественную петрологию на более высокую ступень.

ЛИТЕРАТУРА

Карпинский А. П. 1869, 1941. Авгитовые породы деревни Мулдакаевой и горы Качканар. Собрание сочинений, т. III, Изд. АН СССР, М.—Л., 1941, стр. 18.

Карпинский А. П. 1870. О петрографических законах. Горный журнал, т. II, № 5.

Карпинский А. П. 1871. О русских эпидозитах. Тр. СПб. общ. естествоисп., т. II, вып. I.

Карпинский А. П. 1873. Анамезит в Европейской России. Сб. Горного института, отд. II, СПб.

Карпинский А. П. 1874. Законы совместного нахождения полевых шпатов. Горный журнал, т. III, № 7.

Карпинский А. П. 1874. О вулканических горных породах Алтая. Тр. СПб. общ. естествоисп., т. V, вып. 2.

Карпинский А. П. 1874. О барзовитовой породе в Кыштымском округе. Тр. СПб. общ. естествоисп., т. V, вып. 3.

Карпинский А. П. 1875. О березите. Тр. СПб. общ. естествоисп., т. VI.

Карпинский А. П. 1877, 1941. Добавление к сообщению о березитах. Собр. соч., т. III, Изд. АН СССР, М.—Л., стр. 238.

Карпинский А. П. 1878. Описание некоторых горных пород Туркестана. В кн.: Материалы для геологии Туркестанского края, вып. I.

Карпинский А. П. 1880. О нахождении в минеральных веществах включений жидкого угольного ангидрида. Горный журнал, т. II, № 4—5.

Карпинский А. П. 1882, 1941. A. Karpinsky. Die Zusammensetzung der Solomensker Brekzie. Собр. соч., т. III, Изд. АН СССР, М.—Л., стр. 133.

Карпинский А. П. 1884. Петрографические заметки. Изв. Геолог. ком., т. III, № 8.

Карпинский А. П. 1885, 1941. Материалы для изучения способов петрографических исследований. (Систематическое сопоставление литературных источников). Собр. соч., т. III, Изд. АН СССР, М.—Л., стр. 153.

[4] Соловьев С. П. (1969). Периодическая система элементов Д. И. Менделеева и петрохимия. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 98, вып. 6.

Библиотека

Карпинский А. П. 1887. О некоторых метаморфических породах Урала. Горный журнал, т. II, № 5.
Карпинский А. П. 1887—1888. Эпидиорит с р. Рыбной в Енисейском золотоносном округе. Изв. Геол. ком., т. IV, № 12.
Карпинский А. П. 1888, 1941. Главнейшие типические горные породы, заключающие жильные месторождения золота в Березовском горном округе (на Урале). Собр. соч., т. III, Изд. АН СССР, М.—Л., стр. 239.
Карпинский А. П. 1892. Замечания о горных породах Канинского хребта. Зап. АН, т. 67, № 11.
Карпинский А. П. 1896, 1897. Образование кристаллов поваренной соли с крестообразными фигурами на двух противоположных гранях. Изв. Геол. ком., т. V, № 7.
Карпинский А. П. 1897, 1941. Заметки о некоторых горных породах Приморской и Амурской областей. Собр. соч., т. III, Изд. АН СССР, М.—Л., стр. 243.
Карпинский А. П. 1902. О корунде, найденном близ Течинского завода в Кыштымском округе. Зап. Минер. общ., ч. 39, вып. 2.
Карпинский А. П. 1902. О распространении в Ильменских горах пород с натриевыми пироксенами. Зап. СПб. минер. общ., сер. II, ч. 39, вып. 2.
Карпинский А. П. 1903, 1941. О замечательной так называемой грорудитовой горной породе из Забайкальской области. Изв. АН, V серия, т. XIX, № 2; собр. соч., т. III, Изд. АН СССР, М.—Л., 1941.
Карпинский А. П. 1904. О брусите из окрестностей г. Шуши. Зап. Минер. общ., ч. 42, вып. 1.
Карпинский А. П. 1904. О пироморфите из Хианинского прииска на Урале. Зап. Минер. общ., ч. 42, вып. I.
Карпинский А. П. 1908. Заметки о вулканическом песке, выпавшем 15—16 марта 1907 г. в Петропавловске (Камчатка). Изв. АН, серия IV, 1, № 5.

И. И. Шафрановский, Д. П. Григорьев

А. П. КАРПИНСКИЙ О ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ КРИСТАЛЛОВ

Немногие, но очень интересные минералогические труды А. П. Карпинского появились в свет в то время, когда в науке было стремление представлять кристаллы в виде геометрически правильно образованных многогранников. Тогда еще по существу не ставился вопрос о том, что кристаллы минералов имеют свою нередко очень сложную историю, зафиксированную в особенностях их внутреннего строения. Однако на таком общем фоне изредка появлялись публикации с иным взглядом на минералы, с интересом к их реальной морфологии, хотя и трудной для понимания. Загадочные формы всегда привлекали внимание Александра Петровича, подчеркивает в своих воспоминаниях об отце Е. А. Толмачева-Карпинская (1938).

В данной статье мы хотим напомнить о двух трудноуловимых и малозаметных, но чрезвычайно любопытных явлениях на кристаллах минералов, уловленных зорким взглядом выдающегося натуралиста. Это напоминание особенно уместно потому, что проф. А. К. Болдырев (представитель той же горной школы и ведущий минералог) не оценил важности этих наблюдений и не обратил должного внимания на публикации А. П. Карпинского (Болдырев, 1937). Между тем в самое последнее время, когда стала разрабатываться на новой основе кристалломорфология и развилась онтогения минералов, выяснилось все значение казалось бы незначительных и случайных фактов, открытых А. П. Карпинским. Речь здесь идет о «математически-правильном распределении включений внутри кристаллов граната» (Карпинский, 1887; переиздание, 1941) и о «крестообразных фигурах» в кристаллах поваренной соли (Карпинский, 1896—1897; переиздание, 1941).

Мы остановимся только на первом явлении. Оно было открыто на кристаллах марганцовистого граната (60% спессартинового компонента), найденных в сланцеватом графитсодержащем известняке возле Баевского графитового месторождения на Урале. В шлифах в случайных разрезах ромбододекаэдрических кристаллов этого граната замечается строго закономерное распределение мельчайших включений графита и кальцита (рис. 1). А. П. Карпинский увидел их «в виде правильно пересекающихся между собой линий». С помощью микроскопа ученому удалось выявить минералогическую природу этих включений.

Приведем слова самого ученого, объясняющие распределение включений внутри граната: «Они заключаются. . . в шести плоскостях, проходящих через центр и параллельных каждой паре граней ромбического додекаэдра. При этом, однако, включения находятся в каждой такой плоскости не по всему ее протяжению внутри кристалла, а только между центром и той частью периферии, где плоскость соприкасается с ребрами кристалла, а не с его гранями. . . Другими словами, ромбический доде-

каэдр разбивается плоскостями, содержащими включения, на 12 пирамид, вершины которых находятся в центре кристалла, а основания составляют

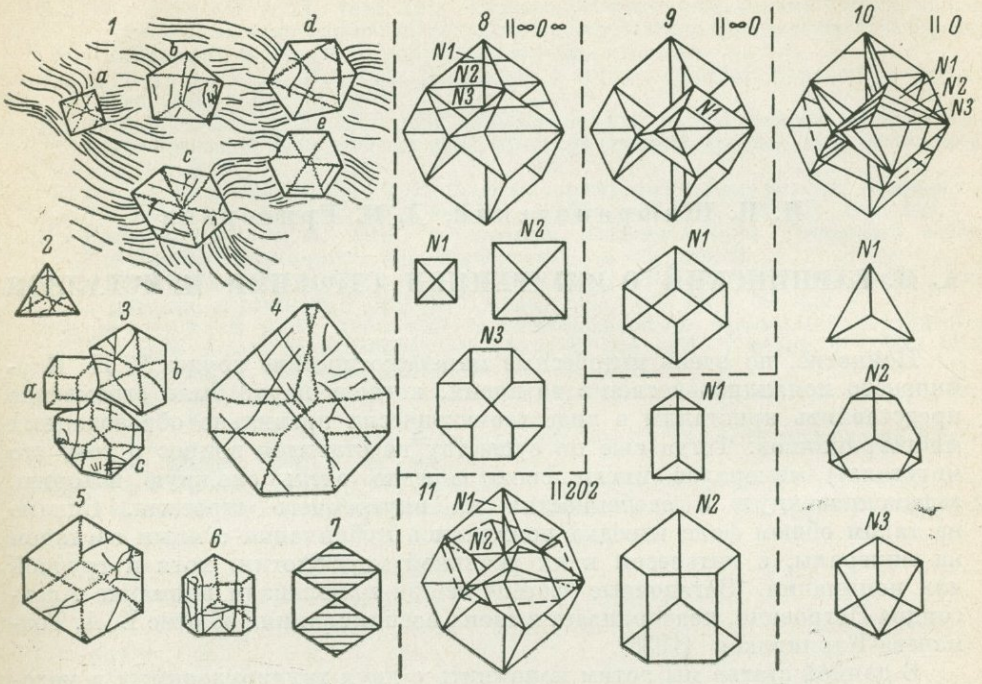


Рис. 1. Гранат с включениями графита и кальцита, по А. П. Карпинскому (1941, табл. II). Баевское месторождение, Урал.

1—7 — зарисовки под микроскопом, увел. 15: *1*, *a* — || (001), *1*, *в* — || (211), *1*, *c* — || (112) через центр или || (110) около центра, *1*, *d* — через вершины тригональных углов || (111), *1*, *e* — (110) недалеко от центра кристалла, *2* — || (111), *3*, *a* — || (110), *3*, *в* — || (111) через центр кристалла, *3*, *c* — || (100), *4* — || (101), *5* — || (110), *6* — || (211), *7* — отвечает случаю прохождения сечения через центр кристалла точно по (110), т. е. по поверхностям нарастания двух ребер; *8—11* — пояснительные построения А. П. Карпинского (*правая часть рисунка*).

его ромбические грани» (Карпинский, 1941, стр. 182). Из приведенной цитаты становится ясным, что А. П. Карпинский открыл внутри граната те внутренние части, которые ныне называются поверхностями нарастания ребер и которые получились при росте минерала благодаря захвату внутренними ребрами [111] и [100], параллельными ребрам ромбододекаэдра и куба, включений зернышек графита и кальцита, в то время как поверхности растущих граней включений не захватывали и оказались чистыми. Совокупность всех ребер данной формы представлена на рис. 2.

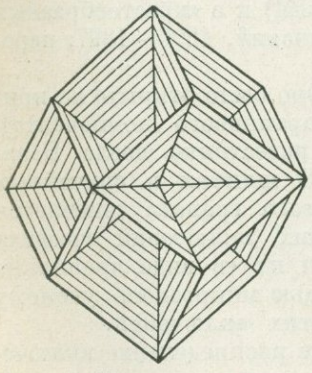


Рис. 2. Поверхности нарастания ребер пирамид роста ромбододекаэдра.

Следует отметить, что А. П. Карпинский видел, что поверхности нарастания ребер выделяют в кристалле 12 пирамид — объемов роста граней, не засоренных включениями. Эти объемы — не что иное, как пирамиды нарастания гранной формы {110}. На такую особенность строения кристаллов обратил внимание Ф. Бекке лишь спустя несколько лет и неудачно назвал получающиеся объемы «конусами нарастания» (Becke, 1894; см. Леммлейн, 1948).

Это открытие привлекло особое внимание Е. С. Федорова, отметившего скелетную природу описанных образований. Упоминая изученные А. П. Карпинским гранаты, он подчеркивал, что резкость обозначения скелета, можно сказать, написанного черными буквами на белом фоне, зависела, конечно, от того, что в моменты роста кристалла углистые частицы из породы увлекались вместе с образующимися частицами минерала на концы главных осей роста, т. е. нормалей к плоскостям куба и октаэдра (Федоров, 1891).

Следует пояснить, что Е. С. Федоров, согласно своей теории кристаллического строения, считал кристаллы граната сложенными из параллелоэдров в форме кубооктаэдров. В соответствующей таким параллелоэдрам объемоцентрированной решетке плотнейшими сетками являются грани ромбододекаэдра — важнейшей формы граната. Наиболее интенсивный рост кристаллов граната по теории Федорова должен происходить по нормалям к плоскостям кубооктаэдрического параллелоэдра, т. е. по направлениям [001] и [111]. По его мнению, это и осуществляется в кристаллах, описанных А. П. Карпинским.

По современной классификации скелетных форм, описанные части кристаллов граната следует отнести к «внутренним скелетным образованиям» (внутренним скелетом называется такое кристаллическое образование, рост которого происходил в основном по направлениям вдоль ребер или осей симметрии, начиная от исходного центра; Шафрановский, Мокиевский, 1965). Все внутренние скелетные образования могут описываться с помощью реберных и гранных пучков. Внутренние ребра пирамид роста ромбододекаэдра образуют реберный пучок, состоящий из комбинации двух простых реберных форм: восьмилучевого пучка ребер [111] (реберного октаэдра) и шестилучевого пучка ребер [001] (реберного куба). Рассматривая те же образования с генетической точки зрения, мы должны будем их отнести к «вершинным формам роста» (вершинная форма роста отвечает комплексу радиальных линий, расположенных внутри кристалла или совпадающих с ветвями скелета и представляющих собой следы перемещения вершин кристалла; Бакуменко, 1962).

Как видим, открытие А. П. Карпинского приводит нас непосредственно к учению о простых реберных и вершинных формах, получившему развитие лишь в наше время.

В самом деле, И. Д. Х. Доннэй и И. Мелон впервые подняли вопрос о реберных формах в 1934 г. Совокупность сходных ребер кристалла имеет то же самое отношение к одному исходному ребру, как простая форма к одной грани,— указывает Доннэй (Donnay, 1965). Первая русская статья, содержащая определение простой реберной формы и вывод реберных форм для кристаллов низшей категории, появилась в 1955 г. (простая реберная форма — совокупность равных ребер кристалла, выводимых из одного заданного ребра посредством элементов симметрии; простая вершинная форма — совокупность одинаковых вершин кристалла, связанных элементами симметрии; Михеев, Шафрановский, 1955). Роль вершинных и реберных форм в современной онтогении минералов уясняется из того, что растущий кристалл поглощает химические (и механические) примеси неодинаково: 1) разными гранными формами, 2) разными реберными формами, 3) разными вершинными формами. Отсюда следует вывод, согласно которому реальный кристалл слагается пирамидами нарастания граней, поверхностями нарастания ребер и линиями нарастания вершин; пирамиды нарастания граней разных гранных форм, поверхности нарастания ребер разных реберных форм и линии нарастания вершин разных вершинных форм физически и химически различны (Григорьев, 1967; Grigoriev, 1968).

Подводя итог вышесказанному, мы должны признать, что А. П. Карпинский, обративший пристальное внимание на удивительные кристаллические узоры внутри граната и скрупулезно расшифровавший их природу, должен по праву считаться одним из предшественников новейшей кристалломорфологии и онтогении минералов. Не случайно описанное им явление и сделанные зарисовки и схемы занимают почетное место на страницах сводок и руководств по этим разделам науки (Григорьев, 1961; Grigor'ev 1965a, 1965b; Шафрановский, 1961).

ЛИТЕРАТУРА

Бакуменко И. Т. 1962. О формах скелетного роста на примере кварца из пегматитов. Зап. Минер. общ., ч. 91, вып. 6, стр. 662—671.

Болдырев А. К. 1937. Работы А. П. Карпинского в области минералогии и учения о месторождениях полезных ископаемых. Зап. Минер. общ., ч. 66, № 1, стр. 30—36.

Григорьев Д. П. 1961. Онтогения минералов. Изд. Львовск. унив., стр. 284.

Григорьев Д. П. 1967. Онтогения химических примесей в минералах. Вестник ЛГУ, № 6, вып. 1, стр. 31—42.

Карпинский А. П. 1941. О некоторых метаморфических породах Урала. Собр. соч., т. III, Изд. АН СССР, М.—Л., стр. 145—185.

Карпинский А. П. 1941. Образование поваренной соли с крестообразными фигурами на двух противоположных сторонах. Собр. соч., т. III, Изд. АН СССР, М.—Л., стр. 244—245.

Леммлейн Г. Г. 1948. Секториальное строение кристаллов. Изд. АН СССР, М.

Михеев В. И., И. И. Шафрановский. 1955. Реберные формы кристаллов. Сообщение первое. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 9, стр. 15—24.

Толмачева-Карпинская Е. А. 1938. Александр Петрович Карпинский. Библ. сб., Изд. АН СССР, М.—Л.

Федоров Е. С. 1891. Причины образования кристаллических скелетов. Зап. Минер. общ., ч. 27, стр. 464—465.

Шафрановский И. И. 1961. Кристаллы минералов. Кривогранные, скелетные и зернистые формы. Госгеолтехиздат, М., стр. 332.

Шафрановский И. И., В. А. Мокиевский. 1956. Условия роста, геометрия и симметрия скелетных кристаллов. Зап. Минер. общ., ч. 85, № 2, стр. 171—186.

Becke F. (1894). Der Aufbau der Kristalle aus Anwachskegeln. Jahrb. f. Naturwiss. «Lotos», Bd. 14 (42).

Donnay J. D. H. 1965. Kristally mineralov. (Рецензия книги И. И. Шафрановского «Кристаллы минералов», ч. I, 1957). Amer. Miner., v. 50, № 1—2, p. 270.

Grigoriev D. P. 1968. Wachstum und Formen der Minerale. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. B. Miner. Lagerstättenf., Bd. 13, № 3, S. 289—303.

Grigor'ev D. P. 1965a. Ontogeny of Minerals. Published by Daniel Davey and Co., Inc., N. Y., p. 250.

Grigor'ev D. P. 1965b. Ontogeny of Minerals. Published by Israel Program for Scientific Translation, Jerusalem, p. 250.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ

В. А. Жариков

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ

ИСТОРИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

Цель любого петрологического исследования в конечном счете состоит в установлении генезиса горных пород и слагающих их минералов. Установить генезис минералов, горных пород или руд—это значит, во-первых, выявить историческую последовательность процесса формирования горной породы, руды или ассоциации минералов, во-вторых, установить физико-химическую модель процесса формирования горной породы, руды или ассоциации минералов. Эти две различные и тесно связанные стороны исследования, сочетание двух различных методических подходов — исторического и моделирования — составляют существо познания геологических явлений. Следует заметить, что в этом отношении геология заметно отличается от таких естественных наук, как например физика и химия, имеющих «внеисторический» характер и направленных на изучение содержания и моделей (законов) физических и химических явлений.

Необходимость сочетания двух различных методических направлений вызывает определенные трудности в развитии науки и приводит прежде всего к раздельному и неравномерному развитию этих направлений.

Проблемы истории геологических явлений, истории формирования геологических объектов — будь то ассоциация минералов, отдельное месторождение или крупный регион — всегда были в центре внимания исследователей. Это, конечно, связано с тем, что выявление содержания и исторической изученности геологических явлений составляет предмет собственно геологических наук и решается комплексом геологических методов (включая, естественно, всю совокупность полевых и камеральных исследований). Точные методы исследования (оптические, химические, изотопный анализ, данные ЭПР, ЯМР и т. д.) хотя играют и важную, но все-таки вспомогательную роль, уточняя, дополняя и развивая собственно геологические наблюдения.

Небезынтересно заметить, что примат историзма в развитии геологии находил до последнего времени отражение и в определении предмета геологических наук. Например: геохимия — история элементов земной коры (Вернадский, 1927 г.); геохимия изучает историю химических элементов — атомов в земной коре и их поведение при различных термодинамических и физико-химических условиях природы (Ферсман, 1934 г.). И только в последних определениях историзм отходит на второй план: геохимия — наука о химическом составе, законах распространения, распределения, сочетания и миграции химических элементов на Земле (Виноградов, 1952 г.).

Успехи в исторических разделах геологии велики и широко известны. Значительно труднее происходит познание физико-химической сущности геологических явлений. Несмотря на серию глубоких исследований

в этом направлении, вплоть до настоящего времени сталкиваемся мы с таким положением, когда очень ценный и интересный геологический материал истолковывается с физико-химических позиций явно недостаточно и упрощенно. С другой стороны, некоторые обстоятельные физико-химические исследования носят формальный или частный характер.

Известные трудности познания и развития физико-химической теории геологических процессов имеют определенные объективные и субъективные причины.

Объективные затруднения состоят в следующем. Процессы образования минералов, горных пород и руд — суть физико-химические процессы, т. е. процессы взаимосвязанных физических и химических превращений. Для познания этих процессов необходимо прежде всего перевести геологические наблюдения и факты на физико-химический язык, т. е. выразить их в виде определенных строгих соотношений физико-химических параметров, что представляет большие трудности в связи со сложностью природных процессов. Это усугубляется еще и тем, что анализ намеченных соотношений с позиций традиционной физической химии и термодинамики во многих случаях оказывается безуспешным, а значительная сложность и своеобразие природных процессов существенно отличают их от тех производственных и технологических схем и установок, на опыте которых выросла классическая физическая химия.

Чтобы вскрыть главные физико-химические закономерности и особенности природных процессов и, основываясь на них, разработать новые теоретические и методические пути исследования, требуется много усилий и времени. Сошлемся только на один пример. Используемый в настоящее время термодинамический аппарат создан в основном в 60—70-х годах прошлого столетия Ф. Массье и Дж. В. Гиббсом, но только в 50—60-х годах нашего столетия (после открытия Д. С. Коржинским термодинамической сущности природных систем) была создана необходимая основа приложения аппарата и методов термодинамики к анализу природных процессов.

Субъективные трудности вызваны отмеченным выше дуализмом геологического познания. Метод физико-химического моделирования в крайнем проявлении противоположен историческому методу. Это выражается в том, что для теоретических физико-химических моделей безразлична конкретная форма явлений (минералы А, В, С и т. д.) и их второстепенные черты, выступающие на первый план при изучении истории формирования явлений. Кроме того, физико-химическое моделирование требует овладения определенным математическим и физико-химическим аппаратом, не применяемым при обычных геологических исследованиях. Все это, конечно, создавало дополнительные трудности в развитии физико-химических исследований в геологии.

Не претендуя на полноту, охарактеризуем некоторые главные направления развития физико-химических идей и методов в минералогии и петрологии. Первые работы в этом направлении принадлежат И. Фогту, Ф. Бекке и В. Гольдшмидту. И. Фогт (1903—1904 гг.) впервые приложил принцип эвтектической кристаллизации к истолкованию процессов образования магматических пород. Ф. Бекке (1907 г.) и В. Гольдшмидт (1911—1912 г.) сделали первые попытки физико-химической интерпретации условий образования метаморфических пород, причем В. Гольдшмидт впервые применил правило фаз к анализу природных парагенезисов и произвел термодинамический расчет реакции равновесия волластонита.

Любопытно отметить, что попытки искусственного, экспериментального, воспроизведения горных пород и минералов были начаты еще раньше. Большое впечатление в свое время произвели известные опыты Ф. Фуке, А. Мишель-Леви (1882 г.) и И. А. Морозевича (1897 г.).

Для развития физико-химического направления исследований в нашей стране большое значение имели работы Е. С. Федорова и Н. С. Курнакова. Е. С. Федорову (1918 г.) принадлежит одна из первых работ по графическому изображению составов минералов и горных пород. Работы Е. С. Федорова оказали большое влияние на исследователей, хотя основные его достижения лежат в области кристаллографии.

Н. С. Курнаков является родоначальником физико-химического анализа — самостоятельного раздела физической химии, изучающего зависимость различных свойств системы от их состава и параметров состояния путем применения различных физических методов и графического выявления зависимостей. Разработанные Н. С. Курнаковым (1896—1916 гг.) и его учениками общие методы анализа, успешное применение их к исследованию металлических и солевых систем создали все предпосылки для проникновения физико-химического анализа в минералогию и петрологию.

Касаясь работ по физико-химическому анализу, следует упомянуть теоретические исследования диаграмм состояния систем, проведенные Б. Розебомом (1904 г.), неоднократно впоследствие использовавшиеся в физико-химической петрологии. Если придерживаться хронологического порядка, то следующий этап развития физико-химических идей связан с работами Н. Л. Боуэна и его школы, положивших начало экспериментальному направлению. Н. Л. Боуэном и его сподвижниками преимущественно в Геофизической лаборатории в Вашингтоне была выполнена серия работ по экспериментальному исследованию силикатных систем, результаты которых были использованы Н. Л. Боуэном (1928 г.) для построения физико-химической модели кристаллизации магмы. Схема этой модели широко известна как «реакционный принцип Боуэна».

Крупным событием явилась книга П. Ниггли (1920), известная у нас как «Магма и ее продукты», в которой впервые в геологической литературе обстоятельно изложена теория силикатных систем с летучими компонентами.

В 1926 г. выходят в свет «Физико-химические основы петрографии изверженных пород» А. Н. Заварицкого. Это не только первый систематический учебник в этой области науки в мировой литературе, но и оригинальное обобщение и развитие физико-химических идей в магматической петрологии.

В этот же период П. Эскола и С. Тилли в метаморфической петрологии разрабатывают концепцию метаморфических фаций и внедряют графический способ анализа (диаграммы *ACF* и другие) минеральных ассоциаций метаморфических пород.

Освещение физико-химических вопросов рудоотложения в те годы было тесно связано с физико-химическими проблемами магматизма. Они рассматриваются в свете предполагаемой эволюции магматического очага, возможности и способа отделения летучих и т. д. Обсуждаются возможный состав и свойства рудообразующих флюидов, роль температуры как главного фактора рудоотложения (В. Линдгрен, Дж. Кемпбл, В. Гудмайл, позднее Н. Боуэн, К. Фишер, Г. Шнедеман, Л. Грейтон и др.).

Таковы очень схематично главные работы физико-химического направления, проведенные к середине 30-х годов нашего столетия.

В 30—40-х годах, когда объем геологических и особенно петрографических и минералогических исследований как у нас, так и за границей сильно вырос, наметился определенный кризис физико-химического направления, который выражался в том, что предложенные физико-химические схемы процессов и намеченные пути применения физико-химических методов пришли в серьезное противоречие с обширными

геологическими материалами. Оказалось, что последовательность кристаллизации многих, даже большинства, магматических пород отличается от «реакционного принципа Боуэна». Выяснилось, что «правило фаз Гольдшмидта» к большинству пород не применимо: число фаз оказалось меньше числа компонентов. Так было и в других областях. Все это породило неверие в возможность успешного развития физико-химического направления.

Главная причина кризиса состояла в том, что для физико-химического истолкования природных процессов исследователи привлекали уже сложившиеся понятия и аппарат физической химии и термодинамики. Природные же процессы настолько сложны, что простое применение физико-химических методов и понятий, полученных на основании производственного и технологического опыта, при экспериментальном изучении простейших систем оказалось явно недостаточным.

Необходим был иной, принципиально новый подход, основанный на глубоком проникновении в физико-химическую сущность природных явлений. Решающую роль в этом направлении сыграли работы Д. С. Коржинского. Три крупные коренные проблемы были выдвинуты и разработаны Д. С. Коржинским в 30—50-х годах: 1) принцип дифференциальной подвижности компонентов и термодинамическая модель (теория) природных систем; 2) теория метасоматической зональности; 3) режим кислотности—основности эндогенных процессов. При решении этих проблем были установлены главные принципиальные физико-химические особенности природных процессов и на основании этого разработаны общие методы исследования.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Любая отрасль знания становится самостоятельной наукой в том случае, если она имеет свой предмет и свои методы исследования. В настоящее время в пределах геохимии как общей науке о распространении, распределении, сочетании и миграции элементов на Земле, а также в пределах минералогии, петрологии и учения о минеральных месторождениях как науках о составе, строении, свойствах и условиях образования соответственно минералов, пород и месторождений выделяется область знаний, охватывающая физико-химические закономерности природных процессов. Она известна как физико-химическая петрология или физико-химический анализ парагенезисов, хотя ни одно из этих наименований не отражает всего современного содержания этой области знания.

В настоящее время можно говорить об этой области знания как о самостоятельной науке, поскольку она имеет свой особый предмет и свои специфические методы исследования. Предметом изучения этой науки являются физико-химические процессы формирования минералов, горных пород и руд. Соответственно ее можно рассматривать как физическую химию процессов образования минералов, горных пород и руд или, точнее, как физическую геохимию. Этот термин уже появился в литературе. Можно сделать следующее общее определение: физическая геохимия — наука о физико-химических процессах формирования минералов, горных пород и руд, наука о физико-химических процессах земной коры и мантии.

Рассматривая соотношения физической геохимии с другими науками, отметим следующее. Физическая геохимия в виде отдельных разделов входит в другие геологические науки: в минералогию — как физико-химическая минералогия, в петрологию — как физико-химическая петрология и т. д. В то же время все эти частные по предмету исследования

разделы единством методов объединяются в одну самостоятельную науку — физическую геохимию.

Физическая геохимия может рассматриваться как раздел геохимии при широком понимании геохимии как науки. В таком случае традиционные направления геохимии (содержание и распределение элементов, изотопия и т. д.) можно рассматривать как аналитическую геохимию. Тогда задачи физической геохимии определяются изучением таких процессов в земной коре и мантии, которые имеют физико-химическую сущность, т. е. характеризуются совместным, совокупным и взаимосвязанным проявлением физических и химических процессов. Физическая геохимия — раздел физической химии, та ее часть, которая изучает природные физико-химические процессы.

Физическая геохимия наряду с обычными, присущими другим геологическим наукам методами исследования природных объектов и их соотношений для целей познания физико-химической сущности геологических процессов использует свои специфические методы исследования.

Можно указать следующие четыре главных метода: физико-химического анализа парагенезисов; физико-химических расчетов; теоретического физико-химического моделирования; экспериментального моделирования. Рассмотрим кратко содержание и существо этих методов.

Метод физико-химического анализа парагенезисов — это метод анализа природных парагенезисов и эмпирических парагенетических закономерностей путем применения различных диаграмм с целью выявления зависимости минерального состава и парагенезисов пород и руд от физико-химических условий их формирования, т. е. от химического состава, температуры, давления, активности компонентов в растворах или магме и т. д.

Метод физико-химического анализа парагенезисов — это наиболее распространенный и широко используемый метод физической геохимии. Он теснее других соприкасается с собственно геологическими науками. Данные минералогических и петрографических наблюдений над составами пород и руд, данные о химическом составе минералов, пород и руд служат непосредственной основой для парагенетического анализа. Метод физико-химического анализа парагенезисов помогает найти некоторые основные, обычно качественные, физико-химические закономерности ассоциаций минералов, исходя из природных эмпирических парагенетических соотношений.

Классический пример применения метода физико-химического анализа парагенезисов представляет широко известная диаграмма Д. С. Коржинского зависимости парагенезисов гранитоидных пород от величины химических потенциалов калия и натрия. Эта диаграмма позволила связать воедино отдельные, казавшиеся противоречивыми данные по парагенезисам гранитоидов, выявить основную причину (закономерность) их разнообразия и наметить пути кристаллизации различных типов гранитоидовых пород (точнее, всех насыщенных кремнеземом).

Другие примеры успешного применения метода физико-химического анализа парагенезисов можно найти теперь уже во многих опубликованных работах.

Метод физико-химических расчетов представляет метод анализа природных явлений и закономерностей путем приложения аппарата расчетных методов физической химии и термодинамики. Главное содержание метода в настоящее время составляют термодинамические расчеты минеральных равновесий и коэффициентов распределения в зависимости от температуры, давления, активностей компонентов, Eh, pH и т. д., а также расчеты возможных концентраций различных компонентов в гидротермальных растворах.

Методы физико-химического анализа парагенезисов и физико-химических расчетов применяются наиболее широко и имеют, несомненно, очень важное значение для познания физико-химических условий природных процессов. Совершенно особое и исключительное положение занимает самый общий (и самый трудный) метод теоретического физико-химического моделирования. Метод теоретического физико-химического моделирования представляет метод познания природных физико-химических процессов путем построения и исследования их теоретических моделей. Сущность метода теоретического моделирования состоит в следующем. Исходя из геологических наблюдений, выводятся определенные, главные, эмпирические закономерности, характеризующие какой-либо природный процесс или объект (этот этап моделирования можно обозначить как этап выявления исходных посылок). Выражая установленные закономерности в определенных физико-химических понятиях и терминах и опираясь на выявленные закономерности и самые общие законы физической химии, строится теоретическая модель данного явления — физико-химическая схема процесса, описанная системой уравнений, выражающих взаимосвязь параметров, характеризующих данный процесс (этап построения модели). Далее проводится исследование теоретической модели, когда путем математического, графического или логического анализов из модели выводятся общие и частные следствия, характеризующие общие и частные стороны исследуемого явления (этап исследования модели). Наконец, распространяя информацию, полученную исследованием модели на природные явления, и сопоставляя свойства модели и природных объектов, выявляем соответствие модели природным объектам или процессам (этап практической проверки или выявления соответствия модели). Если при этом устанавливается, что свойства модели соответствуют главным свойствам исследуемого природного объекта, тогда, очевидно, данная модель представляет теоретическое, абстрактное отображение или описание данного явления, т. е. схематизацию его главных черт — теоретическую модель. Если же при этом устанавливается несоответствие модели и явления в общем или в частностях, то это означает, что частично или полностью ошибочными были приняты исходные посылки, которые должны отражать главные эмпирические закономерности рассматриваемого явления. Следовательно, необходимо пересмотреть эти исходные посылки и построить новую модель, адекватную явлению.

Следует отметить, что в начальные этапы исследования, особенно наиболее сложных природных процессов, не сразу удается получить строгое математическое описание взаимосвязи параметров, определяющих изучаемый процесс. Тогда в качестве простейшей модели предстает качественная физико-химическая схема, носящая, естественно, более гипотетический характер. Однако чем математически строже и точнее описана модель, тем глубже возможно исследование свойств и проникновение в физико-химическую сущность явлений.

Теоретические модели, отображающие неодинаковые по содержанию и масштабам природные явления, конечно, различны, но метод моделирования с гносеологических позиций всегда остается одним и тем же. В построении любой строгой теоретической модели можно различить четыре этапа: выявления исходных посылок, построения модели, исследования модели и выявления соответствия (практической проверки). Приведем здесь только один, но блестящий и неоценимый по последствиям пример теоретического моделирования — установление Д. С. Коржинским термодинамической сущности природных систем. Этап исходных посылок — обнаружение различного режима компонентов в природных процессах, которое нашло отражение в эмпирическом принципе дифференциальной подвижности компонентов. Этап построения модели — выражение в термодинами-

ческих параметрах факторов равновесия природных систем и применение преобразования Лежандра к члену, выражающему химическую энергию систем в уравнениях термодинамических потенциалов систем, которые привели к открытию и обоснованию систем с вполне подвижными компонентами. Этап исследования модели — вывод из уравнений термодинамических потенциалов главных соотношений между параметрами систем с вполне подвижными компонентами, в том числе новой формы «минералогического правила фаз» (правило фаз Коржинского). Этап практической проверки — успешное приложение выведенных соотношений и правила фаз к анализу природных парагенезисов, открывшее совершенно новые возможности для физико-химического анализа парагенезисов и вообще термодинамического анализа природных процессов.

Метод экспериментального моделирования преследует цель экспериментально (искусственно) воспроизвести и изучить природные процессы и их продукты (минералы, горные породы, руды). Очевидные технические трудности эксперимента приводят к тому, что экспериментальные исследования охватывают частные и упрощенные модели. Поэтому может быть правильнее было бы сейчас говорить просто об экспериментальных физико-химических исследованиях. Однако предпочтительнее более общее обозначение — экспериментальное моделирование, поскольку цель любого, даже самого упрощенного экспериментального исследования состоит в воспроизведении, моделировании, пусть даже в самом упрощенном виде, каких-то сторон природных процессов.

Итак, метод экспериментального моделирования представляет метод экспериментального (искусственного) воспроизведения и исследования природных процессов и их продуктов. Применительно к современному содержанию можно уточнить цели и задачи метода: экспериментальное исследование минеральных равновесий, кинетики (в широком понимании этого термина) процессов минералообразования, свойств и строения вещества в различных агрегатных состояниях, встречающихся в природе.

Важнейшее значение метода экспериментального моделирования нет надобности подробно объяснять: экспериментальные исследования дают точную количественную характеристику исследуемым процессам.

Рассматривая соотношения различных методов, следует отметить, что метод теоретического моделирования представляет единственный общий метод познания физико-химических закономерностей природных процессов. Это определяет его особое, исключительное значение. Однако возможности теоретического моделирования в полной мере реализуются в том случае, когда построение общей теоретической модели сопровождается серией частных количественных решений, добываемых экспериментальными исследованиями и физико-химическими расчетами.

Можно наметить следующую общую идеализированную формулу познания физико-химической сущности природных процессов:

1) выявление содержания и эмпирических закономерностей процессов и их анализ методами конкретных геологических наук и методом физико-химического анализа перагенезисов;

2) построение общей теоретической физико-химической модели, основанной на главных эмпирических закономерностях и общих законах физической химии;

3) получение путем экспериментальных исследований и физико-химических расчетов серии частных количественных решений;

4) практическое приложение результатов.

Эта общая схема-тенденция не исключает, а напротив, предполагает возможность использования отдельных звеньев и их частных комбинаций.

Характеризуя задачи физической геохимии и подчеркивая необходимость всемерного развития всех разделов и методов этой новой прогрессирующей области знания, следует подчеркнуть, что развитие теоретического моделирования как общего метода исследования и экспериментального моделирования как метода частных количественных решений представляет главную стратегическую линию развития на современном этапе. При этом первоочередной тактической задачей является развитие экспериментальных исследований, поскольку недостаток экспериментальных данных сдерживает развитие теоретического моделирования и успешное применение физико-химических расчетов.

В СССР исследования физической геохимии эндогенных процессов ведутся в нескольких направлениях. Главные из них следующие: а) термодинамика природных систем и пути приложения термодинамических методов; б) физико-химический анализ парагенезисов, его теория, парагенетический анализ различных магматических, метаморфических и метасоматических пород; в) проблема сосуществующих минералов как индикаторов условий образования минеральных ассоциаций; г) теория метасоматической зональности, анализ условий и механизма образования различных метасоматических пород; д) кислотно-основные свойства гидротермальных растворов, возможные формы переноса компонентов; е) эксперимнтальные исследования.

Активно развиваются физико-химические исследования в США и Канаде. Можно отметить следующие направления: а) экспериментальные исследования, б) применение термодинамических методов и расчетов, в) исследование возможного состава, свойств и форм переноса компонентов гидротермальных растворов, г) парагенетический анализ и изучение сосуществующих фаз, д) исследование кинетики процессов минералообразования.

Исследования, проводимые в других странах, носят менее систематический характер. Однако среди них следует отметить: а) экспериментальные исследования, проводимые в ФРГ, Франции, Англии и Австралии; б) применение термодинамических методов и парагенетического анализа в Японии и во Франции.

Таким образом, размах исследований уже достаточно широк, но сделано мало по сравнению с теми огромными задачами, которые стоят перед физической химией процессов образования минералов, пород и руд.

В. В. Щербина

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ФИЗИКО-ХИМИИ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ

Сто лет прошло с тех пор как А. П. Карпинский описал авгитовые породы горы Качканар на Урале. Длинный и сложный путь прошла петрография, выделившая из себя новую дисциплину — петрологию и через химическую петрографию сомкнувшаяся с той областью геохимии, которая изучает магматические процессы и формы нахождения химических элементов в расплавах.

После работ А. П. Карпинского, изучавшего коренные месторождения самородной платины и вмещающие их породы, в развитии современных представлений сыграли огромную роль исследования Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, установившего «коэффициент кислотности» горных пород и показавшего, что состав будущих минералов уже заложен в составе кри-

сталлизующейся магмы; исследования А. Н. Заварицкого по физико-химической петрографии и петрохимии и в этом же направлении — яркие работы Ю. А. Билибина. Н. Л. Боуэн изучил эволюцию магматических расплавов и установил «реакционный принцип» в петрологии. Следует вспомнить многие работы Р. Дэли, В. Эйтеля, Г. Рамберга, Э. Ф. Осборна, Г. П. Югстера и других. С другой стороны, очень большой вклад своими исследованиями внесли физико-химики и металлурги, изучавшие шлаки и синтетические силикатные расплавы: О. А. Есин, А. М. Самарин, Ф. Бокрис, Р. Г. Гребенщиков и многие другие.

Электропроводность силикатных расплавов позволяет говорить об их ионной природе, несколько отличной от природы водных растворов, в которых ионы гидратированы. Электропроводность силикатных расплавов связана с их электролитической диссоциацией, которая в значительной степени обусловлена высокой диэлектрической постоянной расплавленной кремнекислоты, подобно тому как электропроводность водных растворов обусловлена высокой диэлектрической постоянной воды. На основании изучения продуктов химических реакций (минералов и их парагенетических ассоциаций), протекающих в силикатных расплавах, можно сделать следующие важные выводы.

1. Наряду с молекулярными реакциями соединения ($NaAlSiO_4 + 2SiO_2 \rightarrow NaAlSi_3O_8$) и разложения ($2FeSiO_3 \rightarrow Fe_2SiO_4 + SiO_2$) существует очень большое число реакций ионного обмена:

$$MgTiO_3 + (Fe, Mg)_2SiO_4 \rightarrow FeTiO_3 + (Mg, Fe)_2SiO_4,$$

$$KAlSiO_4 + NaAlSi_3O_8 \rightarrow NaAlSiO_4 + KAlSi_3O_8.$$

2. Одновременно с элементарными ионами (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, O^{2-}) присутствуют комплексные анионы ($AlSi_3O_8^{1-}$, $FeSi_2O_6^{1-}$ и, видимо, титаносиликатные и цирконосиликатные).

3. Изучение направления химических реакций и их интенсивности позволяет уверенно говорить о различной силе кислот и оснований в магматических расплавах (Щербина, 1963, 1964).

4. В отличие от водных растворов, где щелочность измеряется концентрацией иона OH^- и где анион O^{2-} существовать не может, потому что $O^{2-} + H_2O \rightarrow 2(OH)^-$, основность (щелочность) силикатных расплавов определяется концентрацией аниона O^{2-}, который, как показали экспериментальные исследования, реально присутствует в обогащенных основаниями силикатных расплавах и объясняет выделение из магматических расплавов окисных минералов (магнетит и другие).

5. Кислотность магматического расплава обусловливается не столько абсолютным содержанием кремнекислоты, сколько тем, в какой форме она присутствует. Так, силикатный расплав, из которого образовались турмалиновые граниты с фторсодержащей слюдой (если только они не автометасоматические!), безусловно, кислее расплава, из которого образовались кварцевые диориты, иногда достаточно богатые кварцем.

Современное изучение физико-химии магматических расплавов осуществляется различными путями.

1. Экспериментальным воспроизводством силикатных расплавов, магматических горных пород и непосредственными наблюдениями.

2. Термодинамическими расчетами изменений свободной энергии образующихся соединений, расчетами величин изобарно-изотермических потенциалов и т. д.

3. Кристаллохимическое изучение сочетающихся, конкурирующих или вытесняющих друг друга ионов как с точки зрения геометрии образующихся из силикатных расплавов кристаллических решеток, так и

с точки зрения энергии кристаллических решеток, точнее «энергии атомизации» и определяемой ею последовательности кристаллизации, типов сочетаний анионов с катионами и т. д. Поскольку полноионных соединений почти не существует и в большей или меньшей степени проявляется ковалентность связи, особенно в силикатах, правильнее вместо энергии решетки использовать энергию атомизации (Урусов, 1965), что более точно количественно характеризует процесс.

4. Путем химической интерпретации наблюдаемых геологических явлений, изучения под микроскопом наблюдаемых в шлифах взаимоотношений минералов, показывающих, как протекал процесс кристаллизации и связанные с ним явления: разъедание одних кристаллов другими, замещение одних минералов другими и т. д.

В свете этих четырех направлений рассмотрим те особенности силикатных расплавов, которые стали известными совсем недавно или которым мы не уделяли должного внимания.

Природные силикатные расплавы (магмы) содержат от 40 до 78% SiO_2 (редко выше), причем на гистограмме частота содержаний SiO_2, как показали еще в 1922 г. Ричардсон и Снисби, имеет два максимума, соответствующие составам базальтов и гранитов. Соответственно и состав сочетающихся с кремнекислотой окислов распадается на две крайние группы — магнезиально-железистую (пироксениты, перидотиты) и щелочно-глиноземистую (граниты, сиениты). Кремнекислота во всех случаях представляет собою неизбежный компонент, поэтому ей следует больше всего уделить внимания.

Кремний в третьем ряду периодической системы занимает то положение, когда после «щелочного» натрия и «сильного основания» магния и амфотерного алюминия впервые у соединений кремния начинают проявляться отчетливо выраженные кислотные свойства — четырехзарядный Si^{4+} уже очень энергично притягивает к себе анионы кислорода, образуя сложные анионы SiO_4^{4-} и SiO_3^{2-}, деформируя соответственно электронные оболочки атомов кислорода, хотя и не так сильно, как это делает шестизарядная сера, образующая очень прочный анион SO_4^{2-}.

Кремнекислота (почти также и P_2O_5) с ее сильно (но не предельно) деформированными атомами кислорода, находясь на границе между амфотерным Al_2O_3 и сильно кислотными SO_3 и Cl_2O_7, приобретает особое свойство — образовывать изополикислоты или, иначе говоря, полимеризоваться. Этой же способностью обладает B_2O_3, потому что бор располагается в периодической таблице между бериллием, окись которого обладает амфотерными свойствами, и типичными элементами анионообразователями — углеродом и азотом.

Такой же способностью к полимеризации обладает V_2O_5, так как ванадий стоит в четвертом ряду периодической системы за титаном, образующим амфотерную TiO_2, но на два места левее MnO_4^- и MnO_4^{2-}, которые уже не способны к полимеризации. Полимеризоваться или, иначе говоря, образовывать изополикислоты способны также Mo, W, U, Nb, Ta, Pa. С увеличением порядкового номера элемента способность образовывать полимеры от окислов бора, располагающегося в III группе периодической системы, смещается к VI группе, и чем больше порядковый номер элемента, тем сильнее его электроны экранируют ядра, сильнее проявляются его основные свойства и слабее тенденция к полимеризации. Кремниевая кислота, очень слабая в водных растворах $\left(K_1 = \frac{[H_3SiO_4^-][H^+]}{[H_4SiO_4]} \approx 10^{-10}\right)$, является значительно более сильной кислотой в расплавах, причем ее кислотные свойства тем сильнее, чем полимеризованнее кремнекислородный анион, так как легче происходит электролитическая диссоциация образуемой им соли, а в случае кислоты — полнее диссоциация и выше кон-

центрация H^+. Роли полимеризации силикатных анионов в процессах магматической дифференциации посвящена статья В. Н. Анфилогова и А. И. Альмухамедова (1970), в которой используются новые экспериментальные данные и приводятся физико-химические расчеты рассматриваемых явлений.

Деполимеризация, обратное явление полимеризации, частично происходит с повышением температуры, но главными реагентами являются щелочи и основные окислы, присутствующие в достаточном количестве, или соединения кислотных элементов (фтористые и т. д.), что отчетливо проявляется в обогащенных фтором породах. Достаточно привести пример ассоциирующего с кварцем топаза — $Al_2SiO_4F_2$, в кристаллической структуре которого содержится неполимеризованный анион SiO_4^{4-}.

Как щелочи, так и ион фтора способствуют разрыву химических связей, проявляющихся в общих вершинах кремнекислородных тетраэдров. Несмотря на высокую степень прочности связи кремния с кислородом, приблизительно на 40% она является ионной, а на 60% — ковалентной, что в значительной степени определяет способность к полимеризации. Однако наряду с влиянием повышения щелочности (Na_2SiO_3, Na_2CO_3) или кислотности (HF, HCl, даже H_2O) отчетливое влияние на полимеризацию оказывают катионы с высоким ионным потенциалом (Zr, Th, Al, Be).

Так, Г. Рамберг (Ramberg, 1954) обнаружил, что катионы с очень высокими ионными потенциалами ($C^{4+}=26$, $B^{3+}=15$, $Ti^{4+}=6.25$) вообще соединений с силикатами не образуют. Обладающие ионными потенциалами $Be^{2+}=5.88$, $Al^{3+}=5.26$, $Zr^{4+}=4.60$ и $Th^{4+}=3.64$ могут образовывать только ортосиликаты, т. е. соединения с анионом SiO_4^{4-}; Sc^{3+} (3.61) и Y^{3+} (2.83) с диортогруппой $Si_2O_7^{6-}$ образуют минералы типа тортвейтита $Sc_2Si_2O_7$; Mg^{2+} (2.56), Ca^{2+} (1.89) и Sr^{2+} кроме ортосиликатов образуют метасиликаты ($CaSiO_3$); Ba^{2+} (1.40), Li^{1+} (1.28) и Na^{1+} (1.02) кроме орто- и метасиликатов способны образовывать дисиликаты типа санборнита $BaSi_2O_5$ и, наконец, только K^{1+}, Rb^{1+} и Cs^{1+} (0.61) кроме вышеперечисленных силикатов образуют тетрасиликаты состава $K_2Si_4O_9$. Именно этим можно объяснить тот парадоксальный факт, что из богатой SiO_2 среды могут образовываться такие минералы, как циркон $ZrSiO_4$, торит $ThSiO_4$, фенакит Be_2SiO_4 и эвклаз $BeAlSiO_4(OH)$, содержащие в своей структуре ортосиликатный анион SiO_4^{4-}, типичный для перидотитовых, сильно обедненных кремнекислотой расплавов.

Таким образом, катионы с высокими ионными потенциалами (если не присутствует избыток щелочей, после их связывания в алюмосиликаты) способны деполимеризовать силикатные анионы, присутствующие в кислых магмах, с образованием ортосиликатов.

В значительно меньшей степени сказывается влияние магния, но при возрастании его концентрации происходит не только деполимеризация силикатных анионов — $SiO_3^{2-}+2Mg^{2+}+O^{2-} \rightarrow 2Mg^{2+}+SiO_4^{4-}$, но при известных условиях даже разрушение алюмосиликатного аниона с образованием магнезиальной шпинели, как это, например, наблюдается в средней части системы форстерит—анортит. Так или иначе можно с уверенностью говорить о том, что в силикатных многокомпонентных расплавах в ходе их кристаллизации и эволюции химического состава (особенно при процессах ассимиляции постороннего материала) между анионами происходят химические реакции.

Так, если «кислотность» анионов убывает в направлении (Щербина, 1964) $AlSi_3O_8^{1-} > AlSi_2O_6^{1-} > AlSiO_4^{1-} > PO_4^{3-} > Si_4O_{10}^{4-} > Si_3O_8^{4-} > Si_2O_6^{4-} > SiO_4^{4-}$, то существует реакция, например $PO_3^{1-}+SiO_4^{4-} \rightarrow PO_4^{3-}+SiO_3^{2-}$, объясняющая отсутствие в природе метафосфатных минералов, в частности в ультраосновных породах. Предпринятая по нашей просьбе попытка экспериментально проверить эту реакцию

не увенчалась успехом, так как даже цирконовые тигли (не говоря уже об алундовых) разлагались реакционной смесью.

Кислотность фосфатных анионов убывает в ряду $PO_3^{1-} > P_2O_7^{4-} > PO_4^{3-}$. Пирофосфатный анион, более кислотный чем PO_4^{3-}, встречается в тех ассоциациях, где требуется нейтрализовать очень высокую щелочность, в частности, он рентгеноструктурно диагностирован в минерале ломоносовите — $Na_2MnTi[Ti_2Na_2(OH)_6(Si_2O_7)]$ $Na_4P_2O_7$ — из пересыщенных щелочами нефелиновых сиенитов Ловозерского массива на Кольском полуострове.

Особое положение занимают алюмосиликатные анионы. Формально, с точки зрения правила фаз, нефелин (с анионом $AlSiO_4^-$) и альбит (с анионом $AlSi_3O_8^{1-}$) должны были бы реагировать с образованием жадеита ($NaAlSi_2O_6$), но так как жадеит является минералом метаморфических пород и при нагревании в поле устойчивости альбита и нефелина распадается на эти два минерала (экспериментальные исследования Э. Ч. Робертсона и сотрудников, Robertson a. oth., 1957), то ассоциация альбит—нефелин в нефелиновых сиенитах самая распространенная.

У ильменита ($FeTiO_3$), кристаллизующегося в структуре корунда — Al_2O_3, Fe^{2+} и Ti^{4+} занимают места алюминия. Это послужило основанием для интерпретации химического строения ильменита как сложного окисла $FeOTiO_2$, однако «алюминиевые позиции» в ильмените кристаллохимически неравноценны и отличаются прежде всего различными расстояниями $(FeO_6)^{10-}$ и $(TiO_6)^{8-}$ — последние октаэдры значительно меньше, потому что сила связи с кислородом, пропорциональная квадрату зарядов, у титана в четыре раза больше, чем у Fe^{2+}, что проявляется в «перетягивании» кислорода к титану с образованием TiO_3^{2-}. Реальность этого подтверждается электрохимическим исследованием силикатных расплавов, растворивших в себе ильменит: при электролизе весь титан направляется не к катоду (как это было бы, если бы ильменит был соединением окислов!), а к аноду, позволяя тем самым рассматривать ильменит как титанат закиси железа.

Положение титанатного аниона в ряду кислотности силикатных анионов определяется значительно большим размером Ti^{4+} (0.64 Å по В. М. Гольдшмидту, 0.68 Å по Л. Г. Аренсу), чем Si^{4+} (соответственно 0.39 и 0.42 Å), и поэтому меньшей степенью ковалентности связи Ti с O, чем Si с O, и соответственно меньшей кислотностью TiO_3^{2-} по сравнению с SiO_3^{2-}. По аналогии с силикатами «ульвошпинелевый» ортотитанатный анион TiO_4^{4-} должен быть еще менее кислотным, чем TiO_3^{2-}. Исходя из реально наблюдаемого парагенезиса ильменита с оливином, можно сделать предположение о запрещенности ассоциации ульвошпинели с энстатитом: $Fe_2TiO_4 + MgSiO_3 \rightarrow FeTiO_3 + (MgFe)_2SiO_4$, т. е. о вероятном взаимодействии ортотитанатного аниона с метасиликатным: $TiO_4^{4-} + SiO_3^{2-} \rightarrow TiO_3^{2-} + SiO_4^{4-}$.

В силикатных расплавах намечаются три уровня основности (щелочности) важнейших катионов:

1) щелочи и кальций;

2) магний, железо и марганец;

3) амфотерные: алюминий, окисное железо, титан, цирконий, фигурирующие в качестве катионов в силикатных расплавах, бедных основаниями (силлиманит — Al_2SiO_5, рутил — TiO_2, циркон — $ZrSiO_4$), и в анионной форме в щелочной среде: $K[AlSi_3O_8]$, $Na[Fe^{3+}Si_2O_6]$, $Na_2[Ti_2(Si_2O_6)O_3]$ — рамзаит; $(Na, Ca)_6[Zr(Si_3O_9)(OH, Cl)]$ — эвдиалит.

Первая группа образует алюмосиликаты (в первую очередь плагиоклазы). Щелочи не образуют простых силикатов и титанатов, вместо них возникают титаносиликаты. Кальций образует как титаносиликат (сфен), так в десилицированных породах и титанат — перовскит.

Вторая группа, обладающая значительно меньшей основностью (щелочностью), способна образовывать как метасиликаты (пироксены), так и ортосиликаты (оливин). В сочетании с глиноземом образует минералы, в которых алюминий играет катионную роль (гранаты, кордиерит) с координационным числом 6, но при возрастании содержания щелочей переходит в анионную часто с координационным числом 4 (биотит).

Вторая группа катионов образует титанаты (ильменит, пирофанит, гейкилит), но не в состоянии образовать титаносиликаты типа сфена. Очень характерны минералы из большой группы шпинелей.

Третья группа амфотерных катионов очень чувствительна к относительному содержанию щелочей (катионов первой группы), образуя с ними алюмосиликатные породы, а с катионами второй группы — титанаты и шпинели. В тех же случаях, когда эти катионы стремятся стать более щелочными, они образуют комплексные, более низкозарядные катионы: TiO^{2+}, $AlOH^{2+}$ (а также $MgOH^{1+}$). Это более сильные основания, чем элементарные катионы, потому что имеют значительно более низкие ионные потенциалы, меньший заряд, чем элементарные катионы, и значительно больший размер за счет присоединения иона кислорода, гидроксила (или фтора).

Таким образом, в магматических расплавах в результате происходящих изменений (понижения температуры, изменения давления, а также химического состава как в результате кристаллизационной дифференциации, так и за счет реакций с чужеродным материалом) смещаются физико-химические равновесия, происходят химические реакции, направленные в сторону наиболее устойчивого сочетания компонентов.

Ведущую роль в этих процессах играет степень кислотности или щелочности отдельных компонентов, которая зависит от величины ионного потенциала (в простейшем выражении — отношение валентности к ионному радиусу), от степени ионности или ковалентности связей в данных химических соединениях.

Под влиянием условий среды отдельные компоненты стремятся усилить присущие им кислотные свойства как за счет полимеризации (изополикислоты), так и образования комплексных ионов (гетерополикислоты). Если высокозарядные катионы Ti^{4+}, Al^{3+} и т. д. с кислородом или гидроксилом образуют комплексные катионы, то это вызывает усиление их основных свойств. Все это происходит за счет часто не учитываемых химических реакций, протекающих в силикатных расплавах типа $SiO_3^{2-} + O^{2-} \rightleftarrows SiO_4^{4-}$, не меняющих валового химического состава расплава, но влияющих на форму нахождения присутствующих в них химических элементов. Эти химические реакции объясняют как особенности магматической дифференциации, так и образующихся парагенетических ассоциаций минералов.

ЛИТЕРАТУРА

Анфилогов В. Н., А. И. Альмухамедов. 1970. Дифференциация силикатных расплавов с позиций химической радикальной полимеризации. Геохимия, № 5, стр. 552—561.

Урусов В. С. 1965. К вопросу об использовании понятия энергии кристаллической решетки. Геохимия, № 5, стр. 551—555.

Щербина В. В. 1963. Кислотность магматического расплава в свете теории безводородных кислот. В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород, Изд. АН СССР, М., стр. 28—32.

Щербина В. В. 1964. К геохимии силикатных расплавов. Зап. Всес. минер. общ., ч. 93, вып. 5, стр. 537—544.

Ramberg H. 1954. Relative stabilities of some simple silicates as related to the polarization of the oxygen ions. Amer. Miner., v. 39, № 3—4, p. 257.

Robertson E. C., F. Birch, G. J. F. Mac Donald. 1957. Experimental determination of jadeite stability relations to 25 000 bars. Amer. J. Sci., v. 255, № 115.

В. С. Соболев

К ВОПРОСУ ОБ ОБРАЗОВАНИИ ЛЕЙЦИТОВЫХ ПОРОД

Несмотря на относительно небольшое распространение щелочных пород, проблема их происхождения всегда оставалась пробным камнем для петрографических теорий. Особенно это относится к лейцитовым породам, отличающимся наибольшей редкостью и в то же время наибольшими отклонениями от обычных закономерностей в химическом составе и парагенезисе минералов обычных магматических пород.

В настоящее время уделяется много внимания вопросам соотношения недосыщенных кремнеземом «нефелиновых» базальтов и «толеитовых» базальтов (Yoder, Tilley, 1962). Снятие альбитового термического барьера при высоком давлении дало этому удовлетворительное объяснение. Магма, образующаяся при давлении 20 и более килобар, в зависимости от степени селективного плавления может оказаться как пересыщенной SiO_2, так и содержать нефелин, что раньше из экспериментов при обычных давлениях казалось невозможным. Однако эти соображения отнюдь не объясняют образования магм, наиболее богатых натрием и особенно калием, да и вопрос о нефелиновых базальтах по-прежнему нельзя считать окончательно решенным.

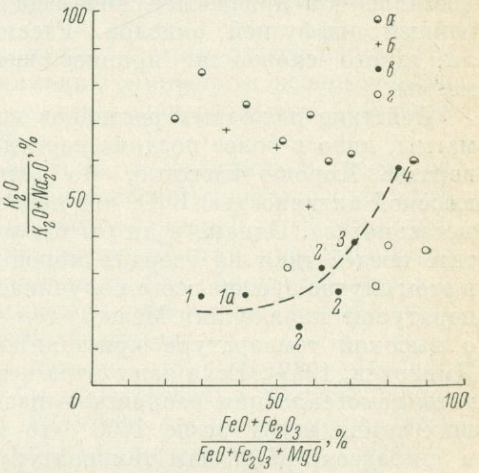
Вместе с тем наше рассуждение о составе мантии и образовании магматических очагов все больше отходит от общих гипотетических представлений, исходящих из «хондритового» состава, и мы все больше опираемся на фактический материал (Соболев В. С., Соболев Н. В., 1964; Соболев и др., 1967). Если 10—20 лет тому назад можно было реально говорить лишь о дифференциации магмы, то в настоящее время представления об образовании магмы все больше занимают петрографов. С этих позиций полезно вновь обратиться и к проблеме образования специфических магм.

Попытаемся подчеркнуть некоторые особенности химизма лейцитовых пород. К ним, конечно, относится прежде всего резкая недосыщенность лейцитовых пород SiO_2. Лишь в редких случаях эти породы приближаются к границе области насыщенных—недосыщенных SiO_2 пород или даже переходят эту границу, обнаруживая в химическом отношении кристаллизацию лейцитов в области калишпата (Заварицкий, 1939). Однако такая недосыщенность SiO_2 является не исключительной чертой лейцитовых пород. По этому признаку они попадают в одну группу с значительно более распространенными нефелиновыми породами. В связи с этим при рассмотрении специфики их происхождения данный признак не может находиться на первом месте.

Более существенной особенностью лейцитовых пород является высокое содержание K_2O. Некоторые данные для отношения K_2O к Na_2O в лейцитовых породах приведены на рисунке. Однако, как особенно наглядно показал А. П. Карпинский (1903), содержание окислов в горных породах еще не является достаточно показательным. Критикуя попытки химических классификаций, он указывал, что «из целого ряда последовательных, малозаметных изменений в количествах отдельных элементов, входящих в общий состав пород, только те изменения могут иметь значение для естественной петрографической группировки, которые обусловливают изменения качеств входящих в состав магмы или пород соединений» (стр. 219). Таким качественным изменением, характеризующимся относительной активностью K_2O и Na_2O, по Д. С. Коржинскому (1946), в большинстве пород является изменение состава плагиоклаза, находящегося в равновесии с калиевым полевым шпатом. Уже давно отмечено, что существует некоторая закономерность для состава плагиоклаза в этих случаях и даже был сформулирован так называемый «четвертый закон Рота», по которому

щелочные полевые шпаты не могут встречаться вместе с известковыми полевыми шпатами. Критикуя эти законы, А. П. Карпинский (1874) впервые правильно сформулировал фактические соотношения полевых шпатов в горных породах, заключающиеся в том, что различные виды клинокластических полевых шпатов встречаются с ортоклазом тем реже, чем они менее кислотны. По Д. С. Коржинскому (1946), основность плагиоклаза в этом парагенезисе повышается с увеличением относительной активности K_2O, причем изолинии на диаграмме активности $Na_2O—K_2O$ не зависят от других реакций и пересекают все другие линии равновесия, располагаясь под углом 45° к осям координат.

Вместе с тем хорошо известно, что лейцит встречается лишь с основным плагиоклазом. Соответствующая реакция нефелин+калишпат=лейцит также не зависит от других присутствующих минералов и имеет то же направление, совпадая с изолинией Кпш — $Пл_{60-50}$ (Соболев, 1949, 1959). Такая высокая относительная активность калия весьма необычна для магматических по-



Соотношение «калиевости» и «железистости» некоторых магматических пород (средние типы пород по Дэли, базальты по Кутолину и отдельные лейцитовые породы).

а — лейцитовые породы; *б* — биотитовые лампрофиры; *в* — породы главного ряда (*1* — океанит, *1а* — пикрит, *2* — базальты, *3* — андезит, *4* — липарит); *г* — нефелиновые породы.

род, большинство которых располагается выше изолинии Кпш—$Пл_{30}$, и кроме лейцитовых пород характерна еще для некоторых биотитовых лампрофиров.

Наконец, еще одной важной особенностью большинства лейцитовых пород, особенно основного состава, является низкая железистость фемических минералов (Заварицкий, 1950). Это показывает, так же как и основность плагиоклаза, что магмы не могут быть остаточным расплавом, характеризующимся в первую очередь повышенной железистостью.

Здесь мы хорошо видим отклонение от общей закономерности состава главной серии горных пород (габбро—диорит—гранодиорит—гранит), где повышение K_2O и Na_2O идут одновременно с повышением железистости фемических минералов, хотя относительные пути изменения состава магм значительно смещаются, очевидно, в зависимости от условий образования и связанной с этим изменениями активности кислорода.

Таким образом, магмы лейцитовых пород не могут быть поставлены одним из членов одного ряда дифференциационной кристаллизации, или, что то же самое, селективного плавления с обычными базальтами. По существу к такому заключению приходит большинство исследователей лейцитовых пород. Так, например, Ю. А. Билибин (1958), говоря о генезисе щелочных пород вообще, отмечает, что обогащение щелочами при почти неизменном содержании других существенных компонентов является причиной возникновения щелочных базальтоидных магм. При этом лейцитовые породы совершенно не обнаруживают обогащения натром и даже в существенно натровых породах степень обогащения калием в большинстве случаев примерно в два раза больше, чем степень обогащения натром.

Следует отметить, что лейцитовые породы отличаются в этом отношении от обычных нефелиновых базальтоидов, особенно ярко это видно на диаграмме А. Н. Заварицкого (1950). Если для натровых серий в области основных составов вариационные линии близки обычным сериям пород, для калиевых — резко отодвигаются в сторону больших *a*. Таким образом, для нефелиновых базальтоидов на первый план выдвигается вопрос о некоторой недосыщенности SiO_2, модель же образования лейцитовых пород должна быть основана на представлении о добавлении к обычным магмам калиевой части компонента *a*.

Приближаясь таким образом к заключению Ю. А. Билибина (1958) в первой части его выводов, мы, однако, никак не можем согласиться с гипотетической невоспроизводимой схемой, предложенной им для решения поставленной арифметической задачи — диссоциации «молекул» с дальнейшей диффузией окислов. Рассмотрим лишь две реальных модели такого сложения: привнос щелочей растворами и контаминацию магмы.

Действие щелочных растворов возможно либо в момент образования магмы, либо в более поздние периоды при взаимодействии магмы с растворами. Хорошо известно, что растворы иногда обладают чрезвычайно высокой активностью K_2O, что непосредственно доказывается характером метасоматоза. Однако если бы имело место образование магмы в результате воздействия на твердые породы потока богатых калием растворов, в этом случае прежде всего получилась бы магма, богатая H_2O, с низкой температурой плавления. Между тем мы имеем прямые доказательства о высокой температуре кристаллизации лейцитовых пород (Базарова, Дмитриев, 1967). Если даже пока и отбросить не совсем понятные результаты гомогенизации раскристаллизованных включений в лейцитах, дающих температуру выше 1600°, то несомненные стекловатые включения в пироксене дают нам температуру более 1350°, что свидетельствует о почти полной сухости расплавов. Об этом говорит и обычное излияние лейцитовых лав на земную поверхность (Соболев и др., 1970).

Неприемлемой здесь оказывается и схема взаимодействия сухой магмы с растворами на более поздних этапах (трансвапоризация), которая была нами в свое время предложена для объяснения образования обычных лампрофировых жил (Соболев, 1952), связанных с массивами гранитоидов. Не говоря уже о трудности объяснения количественного эффекта, при такой трансвапоризации получались бы магмы, из которых кристаллизовался бы не лейцит с нефелином, а биотит, при этом остаточный расплав в гипабиссальных породах оставался бы жидким до очень низких температур, как это было и показано для некоторых лампрофиров (Базарова, Соболев, 1969).

Переходя к модели, связанной с контаминацией, мы никак не можем согласиться с мнением ряда авторов (Turner, Verhoogen, 1951) о том, что здесь может играть роль ассимиляция пород земной коры, в частности гранитов. Не говоря уже о том, что при такой ассимиляции должно повышаться количество SiO_2, а также железистость фемических минералов, активность K_2O в самих гранитах гораздо ниже, чем в лейцитовых породах, а следовательно, такая ассимиляция никак не может привести к необходимому относительному повышению активности калия.

Из всех минералов и пород, поглощение которых могло привести к наблюдаемому эффекту, пригоден лишь магнезиальный биотит. Действительно, контаминация этого минерала, резко изменяя соотношение K и Na и понижая содержание SiO_2, не изменяет существенно соотношение Al и щелочей (что обычно характерно для основных лейцитовых пород), а приводит к наблюдаемому уменьшению железистости. Для рассмотрения реальной схемы такой контаминации мы обратимся к основным по-

родам с магматическим биотитом так называемого лампрофирового типа. Уже давно отмечалось, что многие из этих пород (Lacroix, 1926; Заварицкий 1955) гетероморфны по отношению к лейцитовым породам, отличаясь лишь условиями кристаллизации при близком химическом составе. Наибольший интерес представляют богатые слюдой кимберлиты, дающие самую большую информацию о составе глубинных слоев земли.

В кимберлитах мы имеем по крайней мере три генерации слюды (Бобриевич и др., 1959) различного происхождения: 1) включения в различного типа богатых биотитом породах вплоть до мономинеральных, несомненно захваченных магмой вместе с другими ксенолитами; 2) магматический биотит, кристаллизующийся в виде микровкрапленников, часто с характерным флюидальным расположением; 3) метасоматический биотит, образующийся в краевых частях различных ксенолитов вплоть до ксенолитов известняков.

Обращаясь к первому типу, отметим, что возрастные определения (Михеенко, Ненашев, 1961) не оставляют никаких сомнений в ксеногенности захваченного материала. В кимберлитах верхнепалеозойского возраста возраст биотита определен в 700 млн лет.

Раздельное определение возраста биотита по фракциям (Сарсадских и др., 1966) показало, что возраст мелкозернистого магматического биотита отвечает возрасту трубки при возрасте биотита скоплений до 1 млрд лет. Для определения уровня, на котором захвачен этот биотит, имеют значение два факта: 1) отсутствие находок первичных включений биотита в алмазах, несмотря на тщательные поиски; 2) магнезиальный состав биотита, который близок к биотитам, связанным с гипербазитами.

Экспериментальные исследования показали, что флогопит устойчив до достаточно высокого давления и мог бы существовать в области равновесия алмаза (Марков и др., 1966; Ito, 1968). Его отсутствие может быть связано с высокой температурой (выше 1200°) или с отсутствием достаточного количества K_2O. Вместе с тем ряд ученых полагает (Dawson, Powell, 1969; Куширо, 1969), что биотит является первичным минералом глубинных ксенолитов перидотитов, вынесенных теми же кимберлитами или другими породами.

Своеобразный характер слюдяных включений, а также аналогия с известными месторождениями в земной коре позволяют высказать предположение, что такого рода породы возникают лишь в самых верхних частях мантии, вероятно, на границе основных и ультраосновных пород, образуя достаточно крупные глубинные месторождения. Возможно, что с этим же горизонтом связано и образование амфиболов в ультраосновных породах, присутствие которых в мантии предполагается многими учеными. Вынос подобного рода ксенолитов характерен не только для кимберлитов, но и для других пород, в частности для меланократовых пород лампрофировой группы и для лейцитовых пород. У нас особенно характерные включения такого типа были описаны Г. М. Гапеевой (1960) с Дальнего Востока, которая, рассматривая особенности этих включений, приходит к заключению, что не только в момент образования эруптивных брекчей, но и в момент возникновения лейцитовых анкаратритов слюда уже существовала. В эруптивную брекчию она попала одновременно с другими слагающими брекчию минералами и породами точно так же, как и описанный выше амфибол. Отличие слюды от биотита пород метаморфического комплекса указывает на то, что она происходит из каких-то иных горизонтов земной коры, чем присутствующие вместе с ней эруптивные обломки гнейсов и кристаллических сланцев (Гапеева, 1960). Наконец, не останавливаясь на других многочисленных находках, отметим, что они очень характерны для лейцитовых пород Восточно-Африканского рифта (Holmes, 1937; Turner, Verhoogen, 1951).

Возвращаясь к кимберлитам, можно предположить, что именно ассимиляция такого рода включений приводит к различной степени обогащения магмы калием и позднейшей кристаллизации магматической слюды, а также к явлениям калиевого метасоматоза ксенолитов.

Интересно отметить, что непосредственная связь между слюдой 1-го и 2-го типов очень характерна для таких пород и приводит к затруднениям в проведении четкой границы между биотитами разного генезиса, что неоднократно отмечалось, например для меймече-котуйского комплекса (Бутакова, 1956).

Возникает вопрос о генезисе глубинных месторождений слюды. Однако сейчас уже нет никаких сомнений по поводу явлений дегазации мантии и выноса из нее ряда элементов, характерных для земной коры, особенно K_2O. Доступные нашему наблюдению ксенолиты гипербазитов и эклогитов, вынесенные кимберлитами, очень бедны калием, но уже и здесь отмечены некоторые повышенные содержания K_2O в более глубоких горизонтах алмазоносных эклогитов (Соболев и др., 1967). Очевидно, что эта часть мантии уже обеднена K_2O и потоки растворов поднимаются с больших глубин, вероятно, следуя определенным разломам. До тех пор пока температуры оказываются слишком высокими эти растворы не реагируют с породами мантии, и лишь при достижении соответствующих уровней с более низкими температурами ($>1100°$) и пород, содержащих глинозем, происходят процессы ослюденения и даже образования настоящих месторождений. В зависимости от состава растворов здесь может происходить и амфиболитизация пород (Куширо, 1969; Oxburgh, 1964).

Приняв гипотезу о существовании глубинных месторождений биотита, легко связать образование лейцитовых магм с ассимиляцией соответствующего материала. Это может происходить как при заложении магматических очагов на соответствующем уровне, так и при образовании промежуточных магматических очагов. Нужно подчеркнуть, что в отличие от плавления под действием растворов количество поглощенной воды здесь будет сравнительно невелико, а именно 0.4% H_2O на 1% K_2O. При образовании основных лейцитовых пород, содержащих 2—5% K_2O, магма может быть достаточно сухой. Дальнейшие изменения с возрастанием содержания K_2O могут быть связаны с кристаллизационной дифференциацией. Нужно специально подсчитать также возможность местного саморазогрева таких зон, обогащенных K_2O в верхней мантии, так как именно K^{40} (Субботин и др., 1968) является основным источником тепла.

Следует отметить, что вопрос о лейцитовых породах обсуждался так часто, что здесь по существу высказаны уже все возможные варианты гипотез и речь может только идти о конкретизации модели или новой аргументации. Еще Н. Боуэн (1934), который в целом связывал образование лейцитовых пород с кристаллизационной дифференциацией и инконгруэнтностью плавления калишпатов, для некоторых меланократовых пород допускал участие переплавления биотита (для нефелиновых пород — роговой обманки). Однако этот биотит по его схеме погружался из вышележащих слоев магмы в более горячий базальт. Недавно об этом напомнил Лус (Luth, 1967) на основе экспериментальных данных. Однако, не говоря здесь уже о малой вероятности опускания кристаллов биотита на большую глубину, при такой постановке вопроса получается замкнутый круг, так как сами кристаллы биотита могут образовываться лишь в основных породах с весьма богатой активностью калия, которая отвечает активности калия в лейцитовых породах.

Напомним, что о флюидных потоках, богатых калием, и связи с ними как биотитовых пород, так и образования лейцитовых магм в свое время много писал Холмс, и здесь мы в некоторой степени возвращаемся к его взглядам. Однако в отношении образования магмы он в основном говорил

о расплавлении под влиянием растворов, в то время как у нас основным тезисом является образование магматических очагов в дифференцированной верхней мантии. Нет никаких сомнений, что это положение, доказанное сейчас непосредственными наблюдениями над ксенолитами в кимберлитах, должно учитываться при рассмотрении всех проблем, связанных с образованием магматических очагов, и должно объяснять нам то различие, которое имеется между более молодыми и более древними магматическими комплексами.

Интресно, что в дальнейшем Холмс (Holmes, 1950) второй раз изменил свою точку зрения (в первом варианте теории он говорил просто о кристаллизационной дифференциации) и стал объяснять образование лейцитовых пород Восточной Африки реакцией карбонатитовой магмы с гранитоидами, допуская, однако, в некоторых случаях и контаминацию биотита. Разумеется, что при таком взаимодействии снимаются некоторые арифметические возражения против ассимиляции гранитоидов, приведенные выше, так как по сути результат будет тот же, что и при десилификации гранитной магмы известняками (старая теория Дэли). Однако при этом никак нельзя вразумительно объяснить повышенную активность K_2O. Главное же заключается в том, что существование самой карбонатитовой магмы кальцит-доломитового состава отнюдь не доказано и весьма сомнительно, а богатая натрием магма карбонатитов, установленная в Восточной Африке, не может дать нужный результат.

Наконец, в последнее время вышла статья Белла и Поуэла (Bell, Powell, 1969), которые изучали изотопы Sr и содержание некоторых редких элементов в калиевых лавах Восточной Африки. Они привели обстоятельный обзор теорий происхождения этих лав и отметили, что еще в 1955 г. Уотерс (Waters, 1955) в работе, напечатанной в одном редком издании, высказал гипотезу, очень близкую с нашей. Он указывал, что образование лав типа катунгита легко объяснить, если допустить, что богатые биотитом включения являются не скоплениями кристаллов, а ксенолитами метаморфизованных пород. Эти же авторы указали, что П. Харрис (Harris) сообщил им, что сейчас также отказывается от своих прежних представлений, базирующихся на зонной плавке, и полагает, что лейцитовые лавы Восточной Африки образовались в результате переплавления древнего кимберлитового материала.

Белл и Поуэл, рассматривая эту гипотезу с точки зрения полученных ими результатов, которые в целом свидетельствуют о смешении двух источников при образовании магм, отмечают, что найденное ими накопление радиоактивного стронция можно объяснить только в том случае, если принять, что захваченный биотит имеет очень древний возраст, порядка 1 млрд лет. Как мы видели выше, это хорошо согласуется с предварительными данными по возрасту биотита в кимберлитах. Вместе с тем они отмечают, что при построении модели, которую они считают одной из вероятных, имеются трудности в объяснении повышенного содержания Zn, Nb, Ba, для которых установлена отрицательная корреляция с отношением Sr^{87}/Sr^{86}. Этот интересный вопрос должен быть в дальнейшем рассмотрен в смысле детального изучения содержания и распространения редких элементов в богатых биотитом породах ксенолитов в кимберлитах.

Кроме лейцитовых пород, как мы уже отметили, с плавлением мантийных месторождений слюды должны быть связаны богатые биотитом щелочные лампрофиры. Однако это не относится ко всем лампрофирам вообще. Жильные лампрофиры, связанные с гранитоидными массивами (спессартиты и отчасти керсантиты), мы по-прежнему связываем с явлениями трансвапоризации в связи с проникновением даек основной магмы в область, характеризующуюся высокой температурой и циркуляцией постгранитных растворов.

Сделанные выводы можно кратко сформулировать следующим образом.

1. Исследование ксенолитов в кимберлитах и других породах доказывает существование глубинных богатых магнезиальным биотитом пород вплоть до скоплений чистой слюды. Эти ослюденелые породы, по-видимому, приурочены к верхним границам мантии и земной коры и образовались метасоматически в результате действия восходящих флюидных потоков, богатых K_2O.

2. Образование первичных или промежуточных магматических очагов в области накопления слюды приводит к образованию магм, обогащенных K_2O и в то же время отличающихся пониженным содержанием SiO_2 и повышенным содержанием MgO.

3. При малых содержаниях H_2O в образовавшихся магмах кристаллизуется лейцит, при повышенных содержаниях H_2O — магнезиальный биотит.

4. В некоторых случаях обогащенные K_2O и биотитом породы могут образовываться также за счет прямого воздействия горячих растворов с основной магмой, как это имеет место в лампрофировых дайках, связанных с гранитоидными массивами. Однако в этом случае повышение содержания H_2O в магме преобладает над повышением щелочности.

5. Изучение включений из кимберлитов и других вулканических пород доказывает значительную дифференциацию верхней части верхней мантии. Это должно всегда приниматься во внимание при обсуждении процесса образования магмы и учитываться как вероятная причина изменения типа магматических ассоциаций во времени.

6. Построение более полной модели образования магм, обогащенных калием, и других магм должно базироваться на дальнейшем исследовании ксенолитов и кристаллов, а также температур кристаллизации минералов по исследованию стекловатых и раскристаллизованных включений в них.

ЛИТЕРАТУРА

Базарова Т. Ю., Э. А. Дмитриев. 1967. Температурные условия кристаллизации фергусит-порфиров Восточного Памира. ДАН СССР, т. 177, № 1.

Базарова Т. Ю., В. С. Соболев. 1969. Две генерации включений расплава в породообразующих минералах одинита. ДАН СССР, т. 186, № 3.

Билибин Ю. А. 1958. О генезисе щелочных пород, 1940. Избранные труды, т. 1, Изд. АН СССР, М.

Бобриевич А. П. и др. 1959. Алмазные месторождения Якутии. Госгеолтехиздат, М.

Боуэн Н. Л. 1934. Эволюция изверженных пород. ОНТИ НКТП СССР, М.—Л.—Новосибирск.

Бутакова Е. Л. 1956. К петрологии меймеча-котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород. Тр. НИИГА, т. 89, вып. 6.

Гапеева Г. М. 1960. Эруптивная брекчия Лесозаводска. Геология и геофизика, № 10.

Заварицкий А. Н. 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. 2-е. Изд. АН СССР, М.

Заварицкий А. Н. 1956. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, М.

Заварицкий А. Н. 1963. О вулканах окрестностей Мэргэня и их лавах. Избранные труды, т. IV, Изд. АН СССР, М.

Карпинский А. П. 1941а. Законы совместного нахождения полевых шпатов. Собрание сочинений, т. III.

Карпинский А. П. 1941б. О замечательной так называемой грорудитовой горной породе из Забайкальской области, 1903. Собрание сочинений, т. III.

Коржинский Д. С. 1946. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. В книге, посвященной академику Д. С. Белянкину, Изд. АН СССР, М.

Куширо И. 1969. Состояние H_2O в верхней мантии. В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. I, изд. «Наука», М.

Михеенко В. И., Н. И. Ненашев. 1961. Абсолютный возраст образования и относительный возраст внедрения кимберлитов Якутии. Тр. IX сессии Комиссии по опр. абс. возраста геол. формаций, М.

Марков В. К., В. П. Петров, И. С. Делицын, Ю. Н. Рябинин. 1966. Превращения флогопита при высоких давлениях и температурах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
Сарсадских Н. И. и др., 1966. Об абсолютном возрасте кимберлитов Якутии. ДАН СССР, т. 168, № 2.
Соболев В. С. 1949. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. унив.
Соболев В. С. 1952. Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом происхождения. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 6.
Соболев В. С. 1959. О фазовых соотношениях в системе нефелин—кальсилит—анортит—кремнезем. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 13.
Соболев В. С., Н. В. Соболев. 1964. Ксенолиты в кимберлитах северной Якутии и вопросы строения мантии земли. ДАН СССР, т. 158, № 1.
Соболев В. С. и др. 1967. Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования, изд. «Наука», Л.
Соболев В. С. и др. 1970. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. Геология и геофизика, № 4.
Субботин С. И., Т. Л. Наумчик, И. Ш. Рахимбаева. 1968. Мантия Земли и тектогенез. Изд. «Наукова думка», Киев.

Bell K., J. L. Powell. 1969. Strontium Isotopic Studies of Alkalic Rocks the Potassium-rich Lavas of the Birungda and Toro-Ankole Regions, East and Central Equatorial Africa. J. Petrol., v. 10, № 3.
Dawson J. B., D. G. Powell. 1969. Mica in the Upper Mantle. Contr. Miner. Petrogr., v. 22, № 3.
Holmes A. 1937. The Petrology of Katungite. Geol. Mag., v. 74, p. 207, E.
Holmes A. 1945. Leucitized Granite Xenoliths from the Potash-rich Lavas of Bunyarugury, South-West Uganda. Amer. J. Sci., v. 243-A.
Holmes A. 1950. Petrogenesis of Katungite and Its Associates. — Amer. Miner. J. Min. Soc. Amer., v. 35, № 9—10.
Yoder H. S., C. E. Tilley. 1962. Origin of Basalt Magmas. J. Petr., v. 3, № 3.
Ito K., T. Matsumoto, N. Kawai. 1968. Experimental Study of a Kimberlite at Pressures Between 42 and 88 Kilobars. J. Geoch., Osaka Univ., v. 11, № 1.
Lacroix A. 1926. La Systematique des Roches Leucitiques, Hes Types de la Famille Syenitique. C. R. Acad. Sci. Paris.
Luth W. C. 1967. Studies in the System $KALSiO_4$—Mg_2SiO_4—SiO_2—H_2O. I. Inferred Phase Relatios and Petrologic Applications. J. Petr., v. 8, № 3.
Oxburgh E. 1964. Petrological Evidence for the Presence of Amphibole in the Upper Mantle and Its Petrogenetic and Geophysical Implications. Geol. Mag., v. 101.
Turner F. J., J. Verhoogen. 1951. Igneous and Metamorphic Petrology. New York.
Waters L. C. 1955. Volcanic Rocks and the Tectonic Cycle. Spec. Pap. Geol. Soc. Amer., v. 62.

А. А. Маракушев

ДИАГРАММЫ ХИМИЧЕСКИХ ПОТЕНЦИАЛОВ ЩЕЛОЧЕЙ НА КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОСНОВЕ

Исследованию геохимических условий глубинного минералообразования особенно способствовало в методическом отношении введение Д. С. Коржинским (1945—1957 гг.) качественных диаграмм химических потенциалов щелочей ($\mu_{K_2O} - \mu_{Na_2O}$), получивших широкое распространение в петрологии. На основе этих диаграмм им были рассмотрены минеральные парагенезисы флогопитовых месторождений и других метасоматических образований и гранитоидов, установлены интересные закономерности ассоциаций минералов. Развитие исследований в области термодинамики минералов и накопление их термодинамических констант сделали возможным переход к построению диаграмм химических потенциалов компонентов на количественной основе, что раскрывает новые возможности в изучении парагенезисов минералов. В части химического потенциала натрия (μ_{Na_2O}) количественные зависимости рассматривались в статье В. В. Доливо-Добровольского (1969) на примере системы Al_2O_3—Fe_2O_3—SiO_2 при вполне подвижном Na_2O. В этой работе была обоснована последовательность минеральных реакций в зависимости от μ_{Na_2O}.

В настоящей статье рассматриваются различные варианты количественных диаграмм химических потенциалов щелочей и на их основе анализируются взаимоотношения парагенезисов минералов, содержащих K_2O и Na_2O.

Рассмотрим в общей форме реакцию между минералами (A, B, C и D) и кристаллическими окислами щелочей (K_2O и Na_2O):

$$A + B + nK_2O = C + D + mNa_2O.$$

Свободная энергия реакции равна алгебраической сумме химических потенциалов веществ:

$$\Delta Z = \mu_C + \mu_D + m\mu_{Na_2O} - \mu_A - \mu_B - n\mu_{K_2O}.$$

При некоторых температуре и давлении свободная энергия реакции может иметь положительное значение (в этом случае минералы A и B устойчивы с кристаллическим окислом калия) или отрицательное значение (устойчивы минералы C и D с окислом натрия).

Равновесие между минералами при постоянстве температуры и давления может быть достигнуто путем изменения химических потенциалов щелочей, если, например, рассмотреть K_2O и Na_2O как некоторые миналы гипотетических твердых растворов K_2O—X и Na_2O—X:

$$A + B + (nK_2O - X) = C + D + (mNa_2O - X).$$

В этом случае химические потенциалы щелочей зависят от мольной доли K_2O и Na_2O в гипотетических идеальных твердых растворах. Приращения потенциалов, обусловленные изменением мольных долей $\left(N_{K_2O} = \frac{K_2O}{K_2O + X}\right.$ и $\left. N_{Na_2O} = \frac{Na_2O}{Na_2O + X}\right)$, называются относительными химическими потенциалами щелочей (т. е. потенциалами, которые отсчитываются относительно потенциалов чистых веществ при $N_{K_2O} = 1$ и $N_{Na_2O} = 1$):

$$\mu'_{K_2O} = RT \ln N_{K_2O}, \quad \mu'_{Na_2O} = RT \ln N_{Na_2O}.$$

Свободная энергия реакции при участии твердых растворов приобретает выражение

$$\Delta Z'_T = \mu_C + \mu_D + m(\mu_{Na_2O} + \mu'_{Na_2O}) - \mu_A - \mu_B - n(\mu_{K_2O} + \mu'_{K_2O}).$$

Входящие в это выражение относительные потенциалы μ'_{K_2O} и μ'_{N_2O} при мольных долях $N_{K_2O} = 1$ и $N_{N_2O} = 1$ (что соответствует участию в реакциях чистых кристаллических веществ) становятся равными нулю. Это дает рассмотренное выше выражение

$$\Delta Z_T = \mu_C + \mu_D + m\mu_{Na_2O} - \mu_A - \mu_B - n\mu_{K_2O}.$$

Вычитая ΔZ_T из $\Delta Z'_T$, получаем следующее уравнение:

$$\Delta Z'_T - \Delta Z_T = m\mu'_{Na_2O} - n\mu'_{K_2O}.$$

Условием равновесия является $\Delta Z'_T = 0$ или $\Delta Z_T = \mu'_{K_2O} - \mu'_{Na_2O}$. Соответственно для реакции в общей форме $A + B + C + D + (m\ Na_2O + nK_2O) = 0$ получаем равновесное соотношение $\Delta Z_T = n\mu'_{K_2O} + m\mu'_{Na_2O}$, где коэффициенты n и m могут иметь положительное и отрицательное значение. Этим выражением определяется положение моновариантных (при P, T — const) линий равновесия минералов (A, B, C и D) на диаграмме относительных химических потенциалов щелочей $\mu'_{K_2O} - \mu'_{Na_2O}$.

Линией разделяются поля устойчивости дивариантных (при постоянстве P, T) минеральных ассоциаций ($A+B$ и $C+D$), в пределах которых потенциалы щелочей могут иметь произвольные, независимые друг от друга значения, т. е. K_2O и Na_2O могут рассматриваться как вполне подвижные компоненты. Рассмотренная теоретическая модель является простейшей для систем с вполне подвижными K_2O и Na_2O.

Рассмотрим на ее основе систему, состоящую из инертных компонентов Al_2O_3 и SiO_2 и вполне подвижных K_2O и Na_2O. К этой системе относятся девять распространенных в горных породах минералов (без учета водных разновидностей и полиморфных модификаций): корунд, силлиманит, нефелин, калисилит, жадеит (или дегидратированный анальцим), лейцит, альбит, ортоклаз, кварц. Между ними возможен ряд реакций без привноса или выноса щелочей, которыми ограничивается число равновесных ассоциаций минералов. Рассчитаем их в температурном интервале 298—1200° К. Термодинамические свойства минералов, использованные в этом и последующих расчетах, сведены в табл. 1. В основном они взяты из справочников (Robie et al., 1968; Карпов и др., 1968; Latimer, 1952) или рассчитаны по экспериментальным кривым устойчивости: флогопита (Yoder, Eugster, 1955), калисилита (Scarf et al., 1966), пирофиллита (Kerrick, 1968). В табл. 2 реакции написаны так, что правые их стороны представляют стабильные фазы или ассоциации (ΔZ_T^0 имеют отрицательное значение). Они показывают, что лейцит в этой системе устойчив только при высокой температуре, тогда как в низко- и среднетемпературных условиях стабильна эквивалентная ему по составу ассоциация ортоклаза с калисилитом. Жадеит, наоборот, стабилен при стандартном давлении в области крайне низкой температуры, замещаясь при умеренной и высокой температуре альбит-нефелиновым парагенезисом. Расчет свидетельствует также о полной неустойчивости ассоциаций нефелина, калисилита, жадеита и лейцита с силлиманитом (или андалузитом). Вместо них устойчивы парагенезисы ортоклаза или альбита с корундом. Обменная реакция между нефелином, калисилитом, альбитом и ортоклазом смещена в сторону ассоциации нефелин+ортоклаз (неустойчива ассоциация альбита с калисилитом). В природных ассоциациях они образуют твердые растворы, находящиеся в очень сложных взаимоотношениях (Перчук, 1968), хотя преобладающая тенденция соответствует результатам расчета: обычно отношение K/Na выше в полевом шпате по сравнению с калисилит-нефелиновым твердым раствором (этим объясняется редкость в горных породах калисилита). Рассмотрение этих миналов в качестве обособленных минералов в нижеследующих расчетах представляет некоторую условность.

Диаграмму относительных химических потенциалов щелочей рассчитаем для температуры 800° К, т. е. для условий высокотемпературного гидротермального минералообразования. Реакции между минералами, их свободные энергии ΔZ_{800} и равновесные относительные потенциалы щелочей, рассчитанные по формуле $\Delta Z_T^0 = n\mu'_{Na_2O} - m\mu'_{K_2O}$, приводятся в табл. 3. Некоторые из них являются метастабильными и на диаграмме химических потенциалов (рис. 1) не показаны (показаны пунктиром только метастабильные равновесия с лейцитом, так как при 1200° К они уже становятся стабильными). Интересно рассчитать также конкретные значения концентрации калия и натрия в водных растворах, которым отвечают полученные равновесные величины относительных химических потенциалов K_2O и Na_2O. Их связь определяется следующими соотношениями (показана на примере K_2O, но аналогичны соотношения для Na_2O):

$$K_2O + H_2O = 2K^+ + 2(OH)^- = K_2(OH)_{2\,раств}$$

Таблица 1

Термодинамические свойства некоторых минералов

Минералы и их символы	$S^{\circ}_{298.15}$, кал.	ΔZ_T, ккал.			Источник
		298.15° K	800° K	1200° K	
K_2O (тв.)	22.5	— 76.974	— 59.880	— 42.033	Robie, Waldbaum, 1968
Na_2O (тв.)	17.99	— 90.161	— 73.416	(—60.675)	
SiO_2 (кварц, Q)	9.88	— 204.646	— 182.905	— 166.175	
Mg_2SiO_4 (форстерит, For)	22.75	— 491.938	— 444.228	— 405.568	
$CaMgSi_2O_6$ (диопсид, Di)	34.20	— 725.778	— 655.833	— 600.447	
$NaAlSi_2O_6$ (жадеит, Jd)	31.90	— 677.205	— 604.551	— 546.323	
$KAlSi_3O_8$ (санидин, Or)	56.94	— 892.263	— 803.715	— 730.931	
$NaAlSi_3O_8$ (альбит, Pl_0)	50.20	— 883.988	— 794.897	— 725.067	
$NaAlSiO_4$ (нефелин, Ne)	29.72	— 468.766	— 422.089	— 384.223	
$KAlSiO_4$ (калисилит, Ksil)	31.85	— 473.220	— 426.498	(—385.038)	Расчетные данные
$KAlSi_2O_6$ (лейцит, Lc)	44.05	— 681.642	— 614.391	— 558.180	Robie, Waldbaum, 1968
$CaAl_2Si_2O_8$ (анортит, Pl_{100})	48.45	— 955.626	— 865.506	— 793.184	
H_2O (вода, газ)	45.10	— 54.635	— 48.646	— 43.372	
Al_2SiO_5 (силлиманит, Sill)	22.97	— 583.599	— 524.593	— 476.727	Anderson, Kleppa, 1969
$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$ (мусковит, Mu)	69.00	—1330.103	—1176.162	—1050.773	Robie, Waldbaum, 1968
$KMg_3AlSi_3O_{10}(F)_2$ (фторфлогопит, Phl_F)	75.90	—1439.522	—1300.315	—1185.516	
$MgAl_2O_4$ (шпинель, Spl)	19.26	— 522.961	— 472.771	— 431.165	
Al_2O_3 (корунд, Cod)	12.18	— 378.082	— 340.479	— 309.456	
$CaCO_3$ (кальцит, Cc)	22.15	— 269.908	— 239.245	— 215.426	
$CaMgC_2O_6$ (доломит, Dol)	37.09	— 518.734	— 454.372	—	
$H_2KMg_3AlSi_3O_{12}$ (флогопит, Phl)	140.454	—1354.023	—1231.617	—1134.053	Расчетные данные
$CaNaAl_3Si_5O_{16}$ (Pl_{50})	98.65	—1839.614	—1660.403	—1518.251	Средние значения
CO_2 (газ)	51.06	— 94.257	— 94.539	— 94.657	Robie, Waldbaum, 1968
$NaAlSi_2O_6$ (дегидратированный анальцим, Anc)	41.93	— 671.104	— 604.004	— 551.496	Расчетные данные
Na(OH) (раств.)	11.48	— 100.184	—	—	Latimer, 1952
K(OH) (раств.)	22.00	— 105.061	—	—	
$(OH)^-$	—2.52	— 37.595	—	—	
$Al_2Si_4O_{11}\cdot H_2O$ (пирофиллит, Pyr)	—	—	—1106.611	—	Kerrick, 1968

Таблица 2

Реакции между минералами в закрытой системе SiO_2—Al_2O_3—K_2O—Na_2O

Реакции	ΔZ_T, ккал.		
	298° К	800° К	1200° К
$Al_2O_3+SiO_2=Al_2SiO_5$(Cod+Q=Sill)	— 0.871	—1.209	— 1.096
$KAlSi_2O_6+SiO_2=KAlSi_3O_8$(Lc+Q=Or)	— 5.975	—6.419	— 6.576
$2KAlSi_2O_6=KAlSi_3O_8+KAlSiO_4$(2Lc=Or+Ksil)	— 2.199	—1.431	+ 0.390
$KAlSiO_4+2Al_2SiO_5=KAlSi_3O_8+2Al_2O_3$(Ksil+ +2Sill=Or+2Cod)	— 8.009	—8.989	—11.350
$KAlSiO_4+2SiO_2=KAlSi_3O_8$(Ksil+2Q=Or)	— 9.751	—11.407	—13.543
$2NaAlSi_2O_6=NaAlSi_3O_8+NaAlSiO_4$(2Jd= =Ab+Ne)	+ 1.656	—7.884	—16.644
$2NaAlSi_2O_6=NaAlSi_3O_8+NaAlSiO_4$ (2дегидр. Anc=Ab+Ne)	—10.546	—8.978	— 6.298
$NaAlSi_2O_6+SiO_2=NaAlSi_3O_8$(Jd+Q=Ab)	— 2.137	—7.440	—12.569
$NaAlSi_2O_6+SiO_2=NaAlSi_3O_8$ (дегидр. Anc+ +Q=Ab)	— 8.238	—7.988	— 7.396
$NaAlSiO_4+SiO_2=NaAlSi_2O_6$(Ne+Q=Jd)	— 3.793	+0.443	+ 4.075
$NaAlSiO_4+2SiO_2=NaAlSi_3O_8$(Ne+2Q=Ab)	— 5.930	—6.998	— 8.494
$KAlSiO_4+NaAlSi_3O_8=NaAlSiO_4+KAlSi_3O_8$ (Ksil+Ab=Ne+Or)	— 3.821	—4.409	— 5.049
$NaAlSi_2O_6+KAlSi_3O_8=NaAlSi_3O_8+KAlSi_2O_6$ (Jd+Or=Ab+Lc)	+ 3.838	—1.022	— 5.993
$NaAlSi_2O_6+KAlSi_3O_8=NaAlSi_3O_8+KAlSi_2O_6$ (дегидр. Anc+Or=Ab+Lc)	— 2.263	—1.569	— 0.820
$KAlSi_2O_6+Al_2SiO_5=KAlSi_3O_8+Al_2O_3$(Lc+Sill= =Or+Cod)	— 5.104	—5.210	— 5.480
$NaAlSi_2O_6+Al_2SiO_5=NaAlSi_3O_8+Al_2O_3$(Jd+ +Sill=Ab+Cod)	— 1.266	—6.232	—11.473
$NaAlSi_2O_6+Al_2SiO_5=NaAlSi_3O_8+Al_2O_3$ (дегидр. Anc+Sill=Ab+Cod)	— 7.367	—6.779	— 6.300
$NaAlSiO_4+2Al_2SiO_5=NaAlSi_3O_8+2Al_2O_3$ (Ne+2Sill=Ab+2Cod)	— 4.188	—4.580	— 6.302

Таблица 3

Равновесные относительные потенциалы щелочей реакции между минералами в системе SiO_2—Al_2O_3—(Na_2O, K_2O) при 800° К

Реакции	$\Delta Z_{реакц}$, ккал.	μ'_{K_2O}, ккал.	μ'_{Na_2O}, ккал.
$2Or+5Cod=6Sill+K_2O$	+102.387	—102.387	—
$2Or=Sill+5Q+K_2O$	+108.431	—108.431	—
$6Lc=4Or+Cod+K_2O$	+ 71.127	— 71.127	—
$3Ksil=Or+Cod+K_2O$	+ 75.520	— 75.520	—
$Sill+5Q+Na_2O=2Ab$	— 77.260	—	—77.260
$6Sill+Na_2O=2Ab+5Cod$	— 71.215	—	—71.215
$Ab+Cod+Na_2O=3Ne$	— 57.475	—	—57.475
		— 50.000	—18.830
$Or+0.5Na_2O=Ab+0.5K_2O$	+ 15.586	—100.000	—68.830
$Ksil+0.5Na_2O=Ne+0.5K_2O$	+ 9.549	— 50.000	—30.904
		—100.000	—80.904
$2Lc+0.5Na_2O=Or+Ne+0.5K_2O$	+ 9.746	— 50.000	—30.508
		—100.000	—80.508
$Or+Cod+1.5Na_2O=3Ne+0.5K_2O$	— 41.889	— 50.000	—44.593
		—100.000	—61.259

или

$$\Delta Z_T^0 = RT \ln \frac{[H_2O]}{[K_2(OH)_2]} + \mu'_{K_2O},$$

$$\Delta Z_T^0 = 2.303RT \lg \frac{[H_2O]}{[K_2(OH)_2]} + \mu'_{K_2O},$$

где $[H_2O]$ и $[K_2(OH)_2]$ — химические активности или в идеальных растворах концентрации H_2O и $K_2(OH)_2$. В разбавленных растворах $[H_2O]$ практически равна единице и $\lg \frac{[H_2O]}{[K_2(OH)_2]} \approx -\lg [K_2(OH)_2] = -2\lg [K(OH)]$,

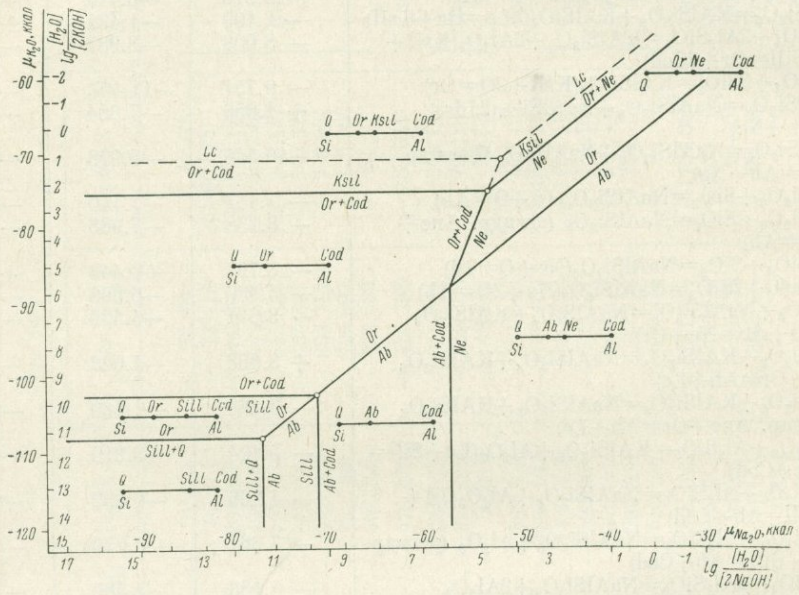


Рис. 1. Диаграмма относительных химических потенциалов K_2O и Na_2O и логарифмов химической активности $K_2(OH)_2$ и $Na_2(OH)_2$ в водных растворах для системы Al_2O_3—SiO_2 (T=800° К).

но в концентрированных растворах $[H_2O]$ меньше единицы. Раствор в этом случае можно рассматривать как бинарную смесь H_2O—$K_2(OH)_2$, в котором мольная доля $N_{K_2(OH)_2} = \frac{[K_2(OH)_2]}{[K_2(OH)_2]+[H_2O]} = 1 : \left(\frac{[H_2O]}{[K_2(OH)_2]} + 1\right)$. Выбранные мольные количества $K_2(OH)_2$ и $Na_2(OH)_2$ удобны в данном случае в том отношении, что их мольные доли в водных растворах и концентрации при $[H_2O] = 1$ соответствуют концентрациям и мольным долям K_2O и Na_2O в гипотетических растворах K_2O—H_2O и Na_2O—H_2O. Результаты расчета сведены в табл. 4. По ним на диаграмме химических потенциалов K_2O и Na_2O построены логарифмические шкалы концентраций (химических активностей) калия и натрия в водных растворах.

Как видно из диаграммы, при низких потенциалах калия и натрия устойчива ассоциация силлиманита (андалузита или кианита) с кварцем. С повышением щелочности эти минералы реагируют с образованием ортоклаза или альбита, которые затем полностью вытесняют силлиманит, становясь устойчивыми в парагенезисе с корундом. При очень высоких потенциалах щелочей альбит с корундом вытесняются нефелином, а ортоклаз с корундом — калисилитом и нефелином, а при высокой температуре — лейцитом. Диаграмма и табл. 3 и 4 дают приблизительное представление о величинах относительных химических потенциалов щелочей

Таблица 4

Величины равновесных концентраций (активностей) калия и натрия в растворах для различного типа реакций системы SiO_2—Al_2O_3—K_2O—Na_2O—H_2O при 800° К

Реакции	μ_{K_2O}, ккал.	$\lg \frac{[H_2O]}{[2KOH]}$	μ_{Na_2O}, ккал.	$\lg \frac{[H_2O]}{[2NaOH]}$
$K_2O+H_2O=2KOH$ (раств.)	— 66.666	0	—	—
$\Delta Z^0_{298}=-78.513$ ккал.,	— 73.988	2	—	—
$\Delta Z_{800}=-66.666$ ккал.,	— 81.310	4	—	—
$\Delta S^0_{298}=-23.60$ кал.	— 88.632	6	—	—
	— 95.954	8	—	—
	—103.276	10	—	—
	—110.598	12	—	—
$Na_2O+H_2O=2NaOH$ (раств.)	—	—	—35.427	0
$\Delta Z^0_{298}=-55.572$ ккал.,	—	—	—42.749	2
$\Delta Z_{800}=-35.427$ ккал.,	—	—	—50.071	4
$\Delta S^0_{298}=-40.13$ кал.	—	—	—57.393	6
	—	—	—64.715	8
	—	—	—72.037	10
	—	—	—79.359	12
$3Ksil+H_2O=Or+Cod+2KOH$	— 75.520	2.42	—	—
$\Delta Z^0_{298}=-6.172$ ккал.,				
$\Delta S^0_{298}=-27.53$ кал.				
$2Or+5Cod+H_2O=6Sill+2KOH$	—102.387	9.71	—	—
$\Delta Z^0_{298}=+17.855$ ккал.,				
$\Delta S^0_{298}=-38.06$ кал.				
$2Or+H_2O=Sill+5Q+2KOH$	—108.431	11.26	—	—
$\Delta Z^0_{298}=+22.210$ ккал.,				
$\Delta S^0_{298}=-42.61$ кал.				
$Ab+Cod+2NaOH=3Ne+H_2O$	—	—	—57.475	5.87
$\Delta Z^0_{298}=+1.505$ кал.,				
$\Delta S^0_{298}=+48.92$ кал.				
$6Sill+2NaOH=2Ab+5Cod+H_2O$	—	—	—71.215	9.79
$\Delta Z^0_{298}=-11.059$ ккал.,				
$\Delta S^0_{298}=+45.62$ кал.				
$Sill+5Q+2NaOH=2Ab+H_2O$	—	—	—77.260	11.36
$\Delta Z^0_{298}=-15.414$ ккал.,				
$\Delta S^0_{298}=+50.17$ кал.				
$2Or+2NaOH=2Ab+2KOH$	— 50.000	3.0	—18.830	3.06
$\Delta Z^0_{298}=+6.796$ ккал.,	—100.000	8.0	—68.830	8.11
$\Delta S^0_{298}=+7.56$ кал.				
$2Ksil+2NaOH=2Ne+2KOH$	— 50.000	0.0	—30.904	2.35
$\Delta Z^0_{298}=-0.846$ ккал.,	—100.000	2.0	—80.904	4.38
$\Delta S^0_{298}=+16.78$ кал.				
$2Or+2Cod+6NaOH=6Ne+2KOH+2H_2O$	— 50.000	3.0	—44.593	4.97
$\Delta Z^0_{298}=+9.806$ ккал.,	—100.000	5.0	—61.259	5.63
$\Delta S^0_{298}=+105.40$ кал.				

и концентрациях калия и натрия в гидротермальных растворах, которым отвечают эти петрологически важные реакции между минералами. Но они требуют некоторых пояснений. Концентрации или химические активности калия и натрия рассчитаны для щелочных растворов H_2O—2KOH и H_2O—2NaOH, pH которых возрастает по мере увеличения концентрации KOH или NaOH от значений, соответствующих константе диссоциа-

Таблица 5

Равновесия с мусковитом, силлиманитом и ортоклазом (в ккал.)

Реакции	298 °К			800 °К			1200 °К		
	ΔZ	μ'_{H_2O}	μ'_{K_2O}	ΔZ	μ'_{H_2O}	μ'_{K_2O}	ΔZ	μ'_{H_2O}	μ'_{K_2O}
$2Or=Sill+5Q+K_2O$	+100.723	—	−100.723	+108.431	—	−108.431	+112.227	—	−112.227
$2Mu=3Sill+3Q+2H_2O+K_2O$	+109.227	−29.613	− 50.000	+ 72.658	−11.329	− 50.000	+ 44.063	+ 2.968	− 50.000
		− 4.613	−100.000		+13.671	−100.000		+27.968	−100.000
$Mu+6Q+K_2O=3Or+H_2O$	− 96.471	+46.471	− 50.000	−126.319	+76.319	− 50.000	−146.309	+96.309	− 50.000
		− 3.529	−100.000		+26.319	−100.000		+46.309	−100.000
$5Mu=K_2O+3Or+6Sill+5H_2O$	+121.983	−14.396	− 50.000	+ 18.997	+ 6.200	− 50.000	− 58.183	+21.636	− 50.000
		−4.396	−100.000		+16.200	−100.000		+31.636	−100.000
$2Or+5Cod=6Sill+K_2O$	+ 96.368	—	− 96.368	+102.387	—	−102.387	+106.747	—	−106.747
$Mu=Or+Cod+H_2O$	+ 5.123	− 5.123	—	− 16.678	+16.678	—	− 32.986	+32.986	—
$Pyr=Sill+3Q+H_2O$	—	—	—	− 15.343	+15.343	—	—	—	—
$2Mu+3Cod=6Sill+2H_2O+K_2O$	+106.614	−28.307	− 50.000	+ 69.031	− 9.515	− 50.000	+ 40.775	+ 4.612	− 50.000
		− 3.307	−100.000		+15.484	−100.000		+29.612	−100.000

ции чистой H_2O. Этим объясняются низкие величины равновесных концентраций $[K_2(OH)_2]=[KOH]^2$ или $[Na_2(OH)_2]=[NaOH]^2$. Например, при $T=800°$ К для равновесия силлиманита и кварца с ортоклазом — $[K_2(OH)_2]=10^{-11.26}$ ($\mu'_{K_2O}=-108.431$ ккал.) или с альбитом — $[Na_2(OH)_2]=10^{-11.36}$ ($\mu'_{Na_2O}=-77.260$ ккал.). Низкие значения равновесных концентраций щелочей свидетельствуют в данном случае о том, что ассоциация кварца и силлиманита (андалузита) неустойчива в области щелочных растворов и близких к нейтральным. В области более кислых растворов (например, содержащих фтор, хлор, иод, угольную или кремневую кислоты, как в морской воде) равновесные концентрации щелочей должны быть более высокими. Расчет их при этом должен вестись по иным схемам, отражающим природу конкретных соединений щелочей, содержащихся в растворах ($K_2O+Cl_2=2KCl_{раств.}$ и т. д.). Отсюда видна условность перехода к конкретным концентрациям калия для природных растворов очень сложного состава и преимущество таких отвлеченных показателей химической активности щелочей в растворах, как относительные химические потенциалы K_2O и Na_2O (μ'_{K_2O} и μ'_{Na_2O}), независимые от многообразия частных форм нахождения в растворах этих компонентов.

Фазовые соотношения, представленные на рис. 1, усложняются гидратацией минералов, которую рассмотрим на примере равновесий с мусковитом (табл. 5, рис. 2). В условиях высокого потенциала калия (в области устойчивости парагенезиса ортоклаза с корундом) гидратация пород с образованием мусковита возможна при относительно низком парциальном давлении воды или при высокой температуре. Раскристаллизация калиевых плюмазитовых магм низкой кремнекислотности с образованием корунд-ортоклазовых и андалузит-ортоклазовых

бескварцевых пород может, по-видимому, сопровождаться развитием мусковита как первичного магматического минерала. Но в кварцсодержащих породах мусковит устойчив только в среднетемпературных и низкотемпературных условиях, причем с понижением потенциала калия предел его устойчивости смещается в область все более высокого химического потенциала H_2O (или низкой температуры).

В глубинных метаморфических комплексах мусковит имеет очень ограниченную устойчивость и даже явления диафтореза нередко выражаются замещением калиевых полевых шпатов не мусковитом или сери-

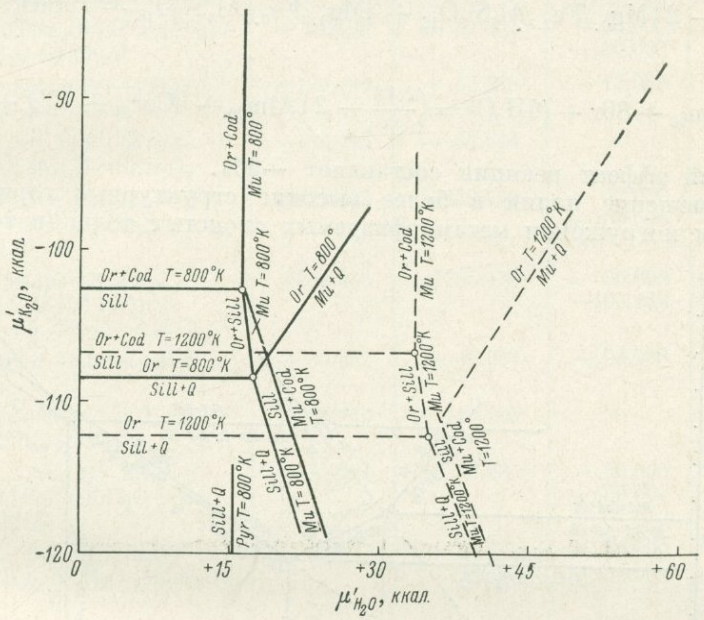


Рис. 2. Равновесия с мусковитом на диаграмме относительных химических потенциалов K_2O и H_2O ($\mu'_{K_2O}-\mu'_{H_2O}$) при температурах 800 и 1200° К.

цитом, а кварц-силлиманитовой (фибролитовой) или кварц-кианитовой ассоциацией с выносом щелочей. Региональное распространение этих явлений выщелачивания K_2O устанавливается в Удоканской глыбе (Кориковский, 1963), в Ханкайском кристаллическом массиве, в Срединном хребте Камчатки. По существу это процессы гидратации, как и мусковитизация, но отличаются тем, что гидратированное вещество $K_2O+H_2O \rightarrow (2KOH)$ выносится растворами:

$$2KAlSi_3O_8 + (H_2O) = Al_2SiO_5 + 5SiO_2 + (2KOH);$$

$$\Delta Z^0_{298} = +22.2 \text{ ккал.}, \quad \Delta S^0_{298} = -42.61 \text{ кал.}, \quad \Delta V_S = -53.23 \text{ см}^3.$$

При этом происходит очень значительное сокращение объема твердых фаз и, следовательно, литостатическое давление должно благоприятствовать этим процессам. Возможно, именно влиянием давления объясняется тот региональный размах, который получает фибролитизация щелочных полевых шпатов в глубинных докембрийских комплексах.

Следует обратить внимание также на некоторые другие структурные особенности метаморфических пород глубокоэродированных докембрийских формаций, свидетельствующие о выносе калия из пород в глубинных зонах метаморфизма. К их числу относится образование кварц-

кордиеритовых реакционных кайм симплектитового строения по границам зерен граната и калиевого полевого шпата, широко распространенных, например, в краевой зоне Алданского щита или в архее Забайкалья. С использованием расчета В. И. Шульдинера (1969, стр. 53) этот процесс может быть охарактеризован следующей реакцией смещенного равновесия:

$$\frac{2.16}{m}\,Mg_{0.9+m}Fe_{2.1-m}Al_2Si_3O_{12} + 8KAlSi_3O_8 + (4H_2O) =$$

$$= \left(\frac{2.16}{m} - 2\right) Mg_{0.9}Fe_{2.1}Al_2Si_3O_{12} + 3Mg_{1.3}Fe_{0.7}Al_4Si_5O_{18} + 15SiO_2 + (8KOH),$$

т. е.

$$\frac{2.16}{m}\,Alm_{70} + 80r + (4H_2O) = \left(\frac{2.16}{m} - 2\right) Alm_{70} + 3Cor_{34} + 15Q + (8KOH).$$

Объемный эффект реакции составляет —6%.

Перемещение калия в более высокие структурные горизонты при глубоком погружении метаморфизуемых слоистых толщ (в том числе и

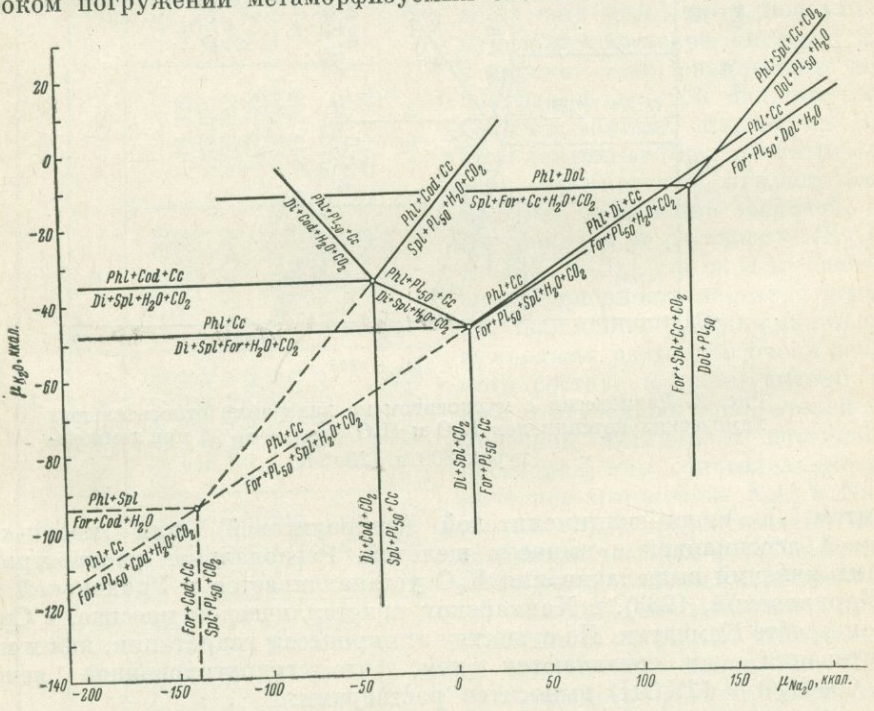


Рис. 3. Диаграмма химических потенциалов щелочей флогопитовой минерализации при стандартном режиме летучих компонентов ($P_{H_2O} = 1$ атм., $P_{CO_2} = 1$ атм.).

терригенных, первично обогащенных калием), вероятно, имеет региональное развитие, сопоставимое по масштабам с явлениями гранитизации, мусковитизации и серицитизации в комплексах средней и малой глубинности, но оно еще не получило реальной оценки в петрологических исследованиях. Рассмотренные примеры свидетельствуют об особом геохимическом поведении калия, который легче, чем другие компоненты, переходит во вполне подвижное состояние, на что неоднократно обращалось внимание в геологической литературе. Особенно ярко вполне подвижное поведение щелочей проявляется в метасоматических процессах

Флогопитовые минеральные равновесия (в ккал.) при избытке кальцита при стандартном режиме летучих компонентов (P_{H_2O}=1 атм., P_{CO_2}=1 атм.)

Реакции	$\Delta Z^0_{298.15}$	800 °K		
		ΔZ^0_{800}	μ'_{K_2O}	μ'_{Na_2O}
9Phl+Di+2Cc+1.5Na_2O=14Eor+ +3Pl_{50}+9H_2O+4.5K_2O+2CO_2	+154.457	+232.243	— 50.000 —100.000	+ 4.829 —145.171
3Phl+2Cc+0.5Na_2O=4For+Pl_{50}+ +Dol+3H_2O+1.5K_2O	+ 41.499	+ 82.602	— 50.000 —100.000	+ 15.204 —134.796
2Phl+7Dol=Spl+6For+2H_2O+ 7Cc+7CO_2+K_2O	+129.196	+ 12.039	— 12.039	—
11.5Dol+Pl_{50}=1.5Spl+5For+ +12.5Cc+0.5Na_2O+10.5CO_2	+152.295	— 64.544	—	+129.088
2Spl+5Phl+20Cc+14CO_2+ +1.5Na_2O=17Dol+3Pl_{50}+ +5H_2O+2.5K_2O	—133.893	+223.730	— 50.000 —100.000	+ 65.820 — 17.513
11.5Phl+1.75Na_2O+3.5Cc= =3.5Pl_{50}+0.5Spl+17For+ +11.5H_2O+5.75K_2O+3.5CO_2	+209.846	+295.130	— 50.000 —100.000	+ 4.360 —159.926
Phl+3Spl=3For+3.5Cod+H_2O+ +0.5K_2O	+ 30.682	+ 46.984	— 93.968	—
10For+23Cod+2Cc+Na_2O= =20Spl+2Pl_{50}+2CO_2	— 81.719	—140.103	—	—140.103
10Phl+3Cc+1.5Na_2O=15For+ +3Pl_{50}+0.5Cod+10H_2O+ +5K_2O+3CO_2	+184.251	+259.680	— 50.000 —100.000	+ 6.453 —160.213
5Phl+17Cod+3Cc+1.5Na_2O= =15Spl+3Pl_{50}+5H_2O+2.5K_2O+ +3CO_2	+ 30.837	+ 24.762	— 50.000 —100.000	— 66.825 —150.159
3Phl+3.5Cc=3.5Di+1.5Spl+ +2For+3H_2O+3.5CO_2+1.5K_2O	+ 88.941	+ 72.536	— 48.357	—
11.5Di+4.5Spl+8.5CO_2+1.5Na_2O= =3Pl_{50}+8For+8.5Cc	—112.367	+ 14.636	—	+ 9.757
8Phl+2Pl_{50}+15Cc=17Di+7Spl+ +8H_2O+4K_2O+Na_2O+15CO_2	+312.087	+183.672	—590.000 —100.000	+ 16.328 +216.328
5Di+8Cod+3CO_2+Na_2O=2Pl_{50}+ +5Spl+3Cc	— 77.279	— 42.368	—	— 42.368
2Phl+2Cod+3Cc=3Di+3Spl+ +2H_2O+3CO_2+K_2O	+ 58.702	+ 35.326	— 35.326	—
5Phl+3Pl_{50}+12Cc=15Di+7Cod+ +5H_2O+12CO_2+2.5K_2O+ +1.5Na_2O	+508.532	+151.867	— 50.000 —100.000	— 17.911 + 65.422
3Or+Cc+0.5Na_2O=Pl_{50}+4Q+ +1.5K_2O+CO_2	+123.861	+110.716	— 50.000 —100.000	+ 71.432 — 78.568
2Or+Cc=Pl_{100}+4Q+K_2O+CO_2	+108.993	+ 95.130	— 95.130	—

образования флогопитовых месторождений. Крупные флогопитоносные регионы приурочиваются к мощным формациям первично терригенных пород, которым подчинены толщи магнезиальных мраморов. Типичным примером может служить иенгрская серия в архее Алданского щита, метаморфизм и гранитоидный магматизм которой являются калиевыми по геохимическому профилю. Диаграммы химических потенциалов щелочей для флогопитовых месторождений были построены Д. С. Коржин-

Таблица 7

Равновесия с флогопитом (в ккал.) в условиях различного режима летучих компонентов при $T=800°$ К

Реакции	ΔZ_{800}	$P_{H_2O}=1000$ атм., $P_{CO_2}=1$ атм.		$P_{H_2O}=1000$ атм., $P_{CO_2}=500$ атм.	
		μ'_{K_2O}	μ'_{Na_2O}	μ'_{K_2O}	μ'_{Na_2O}
$Phl+3Spl=3For+3.5Cod+H_2O+0.5K_2O$	+ 46.984	—115.690	—	—115.690	—
$10Phl+3Cc+1.5Na_2O=15For+3Pl_{50}+0.5Cod+10H_2O+5K_2O+3CO_2$	+259.680	— 50.000	+ 79.526	— 50.000	+ 99.716
		—100.000	— 87.140	—100.000	— 66.950
$10For+23Cod+2Cc+Na_2O=20Spl+2Pl_{50}+2CO_2$	—140.103	—	—140.103	—	—119.913
$11.5Phl+1.75Na_2O+3.5Cc=3.5Pl_{50}+0.5Spl+17For+11.5H_2O+$ $+5.75K_2O+3.5CO_2$	+295.130	— 50.000	+ 76.389	— 50.000	+ 96.579
		—100.000	— 87.896	—100.000	— 67.707
$2Phl+7Dol=Spl+6For+2H_2O+7Cc+7CO_2+K_2O$	+ 12.039	— 33.961	—	—104.626	—
$Phl+2Cod+3Cc=3Di+3Spl+2H_2O+3CO_2+K_2O$	+ 35.326	— 57.248	—	— 87.533	—
$3Phl+3.5Cc=3.5Di+1.5Spl+2For+3H_2O+3.5CO_2+1.5K_2O$	+ 72.536	— 70.279	—	— 93.835	—
$5Di+8Cod+3CO_2+Na_2O=2Pl_{50}+5Spl+3Cc$	+ 42.368	—	— 42.368	—	— 72.653
$5Phl+3Pl_{50}+12Cc=15Di+7Cod+5H_2O+12CO_2+2.5K_2O+1.5Na_2O$	+151.867	— 50.000	— 54.448	— 50.000	—135.208
		—100.000	+ 28.885	—100.000	— 51.875
$5Phl+17Cod+3Cc+1.5Na_2O=15Spl+3Pl_{50}+5H_2O+2.5K_2O+3CO_2$	+ 24.762	— 50.000	— 30.288	— 50.000	— 10.098
		—100.000	—113.622	—100.000	— 93.432
$8Phl+2Pl_{50}+15Cc=17Di+7Spl+8H_2O+4K_2O+Na_2O+15CO_2$	+183.672	— 50.000	— 71.360	— 50.000	—222.785
		—100.000	+128.640	—100.000	— 22.785
$11.5Di+4.5Spl+8.5CO_2+1.5Na_2O=3Pl_{50}+8For+8.5Cc$	+ 14.636	—	+ 9.757	—	— 47.447
$9Phl+Di+2Cc+1.5Na_2O=14For+3Pl_{50}+9H_2O+4.5K_2O+2CO_2$	+232.243	— 50.000	+ 70.594	— 50.000	+ 84.054
		—100.000	— 79.405	—100.000	— 65.945
$2Spl+5Phl+20Cc+14CO_2+1.5Na_2O=17Dol+3Pl_{50}+5H_2O+2.5K_2O$	+223.730	— 50.000	+102.356	— 50.000	+ 8.136
		—100.000	+ 19.023	—100.000	— 75.196
$3Phl+2Cc+0.5Na_2O=4For+Pl_{50}+Dol+3H_2O+1.5K_2O$	+ 82.602	— 50.000	+ 80.970	— 50.000	+ 80.970
		—100.000	— 69.030	—100.000	— 69.030
$11.5Dol+Pl_{50}=1.5Spl+5For+12.5Cc+0.5Na_2O+10.5CO_2$	— 64.544	—	+129.088	—	— 82.906
$3Or+Cc+0.5Na_2O=Pl_{50}+4Q+1.5K_2O+CO_2$	+110.716	— 50.000	+ 71.432	— 50.000	+ 91.622
		—100.000	— 78.568	—100.000	— 58.378
$2Or+Cc=Pl_{100}+4Q+K_2O+CO_2$	+ 95.130	— 95.130	—	—105.225	—

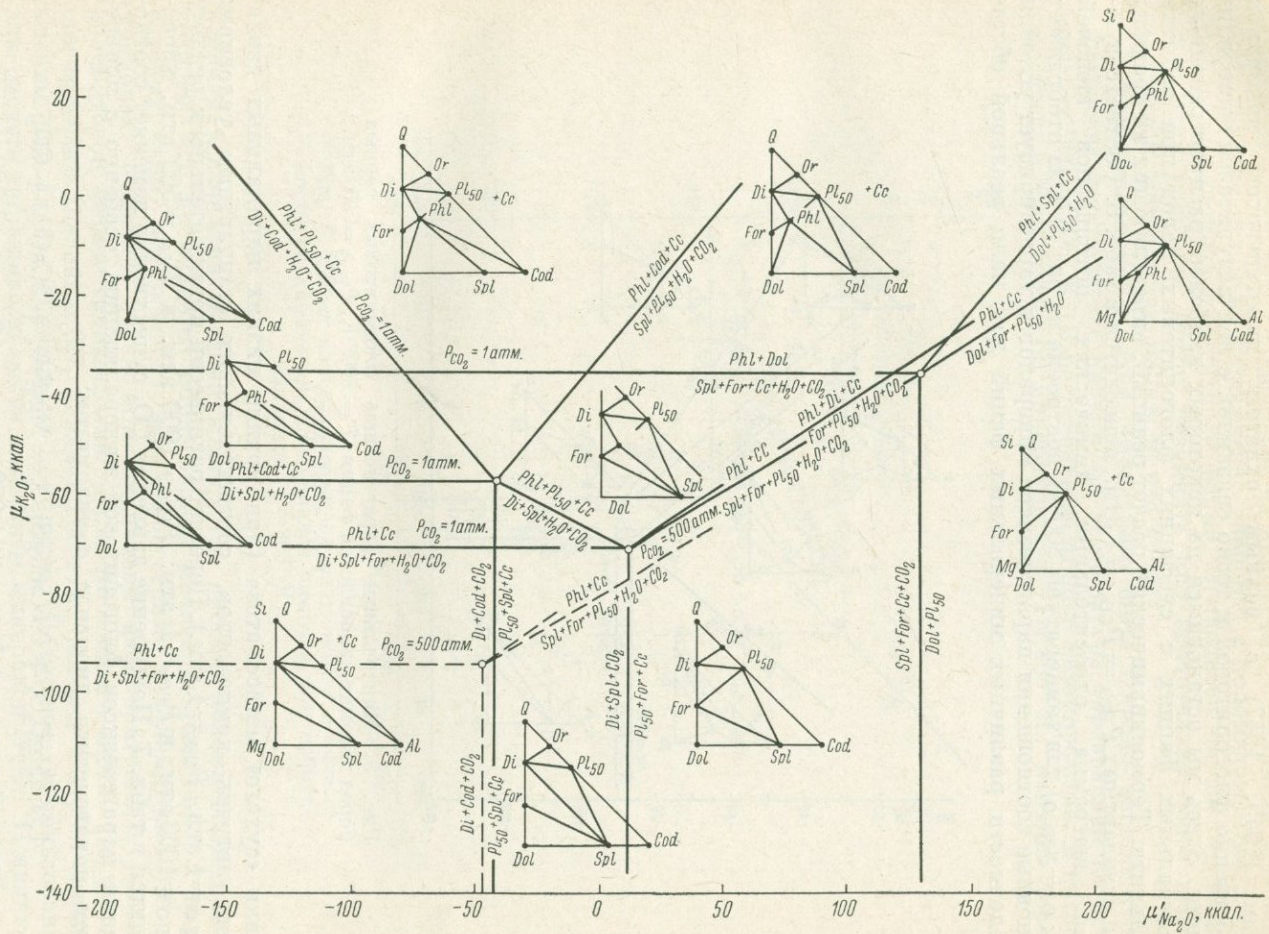


Рис. 4. Минеральные парагенезисы флогопитовых горных пород кальцит-форстеритовой фации ($T = 800°$ К, $P_{H_2O} = 1000$ атм.).

ским (1945, 1947) с полным охватом парагенезисов минералов собственно флогопитовой и тесно связанной с ней лазуритовой минерализации. Здесь мы остановимся на некоторых наиболее распространенных минеральных фациях и субфациях флогопитовых пород при избытке кальцита. Термодинамический расчет реакций, определяющих их границы при стандартных $P_{H_2O} = P_{CO_2} = 1$ атм., приводится в табл. 6. Соответствующая диаграмма относительных химических потенциалов щелочей ($\mu'_{K_2O} - \mu'_{Na_2O}$) для температуры 800° К построена на рис. 3. Она отображает основные соотношения парагенезисов минералов и характеризует условия щелочности различных минеральных фаций для мало реальной обста-

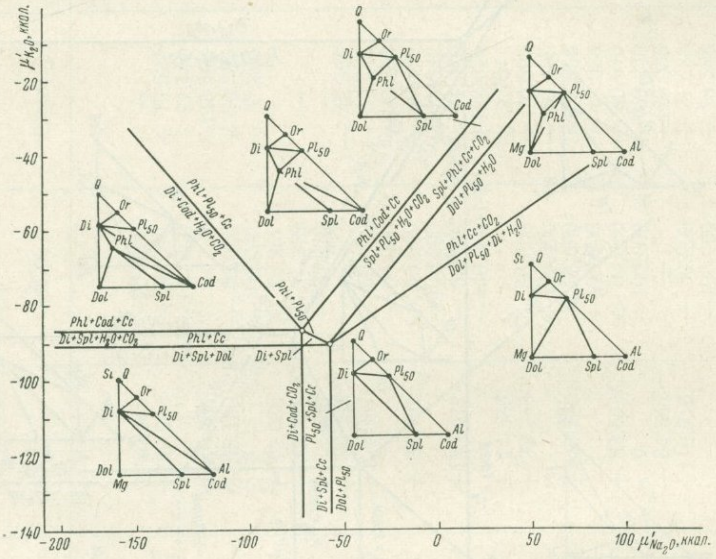


Рис. 5. Минеральные парагенезисы флогопитовых горных пород доломит-диопсидовой фации ($T = 800°$ К, $P_{H_2O} = 100$ атм., $P_{CO_2} = 500$ атм.).

новки «сухого» метасоматоза (при крайне низких парциальных давлениях летучих компонентов, соответствующих стандартным условиям: $P_{H_2O}=1$ атм., $P_{CO_2}=1$ атм.). Пересчет равновесий применительно к режиму $P_{H_2O}=1000$ атм. и $P_{CO_2}=1$ атм. $P_{H_2O}=1000$ атм. и $P_{CO_2}=500$ атм. производится в табл. 7. Повышение давления CO_2 существенно изменяет соотношения парагенезисов флогопитовой минерализации, особенно с появлением парагенезиса диопсида с доломитом:

$$1.5CaMgC_2O_6 + 0.5CaMgSi_2O_6 = Mg_2SiO_4 + 2CaCO_3 + CO_2;$$

$$P_{CO_2} = 1 \text{ атм.}, \quad \Delta Z^0_{298} = +14.979 \text{ ккал.}, \quad \Delta Z_{800} = -7.783 \text{ ккал.},$$

$$P_{CO_2} = 500 \text{ атм.}, \quad \Delta Z_{800} = +2.313 \text{ ккал.}$$

Согласно расчету, этот парагенезис при низком давлении CO_2 устойчив только в низкотемпературной области, вытесняясь с возрастанием температуры ассоциацией форстерита с кальцитом. Парагенезисы флогопита форстерит-кальцитовой фации характеризуются рис. 4, который дает также представление о режиме щелочности, благоприятном для образования этих парагенезисов, и изменении этого режима с возрастанием давления CO_2 (см. смещение границ полей устойчивости с повышением давления CO_2 с 1 до 500 атм.). Но при $P_{CO_2}=500$ атм. равновесия с участием

форстерита и кальцита, показанные на диаграмме, становятся нестабильными, так как устойчив парагенезис диопсида с доломитом. Диаграмма, отвечающая диопсид-доломитовой фации, приводится на рис. 5. Флогопит в этих условиях может возникать при значительно более низком химическом потенциале калия в растворах.

В комплексах типа архея Алданского щита широко распространен парагенезис форстерита с кальцитом, температура образования которого близка к 900—1000° К. В регрессивную стадию метаморфизма, к которой относится и флогопитовая минерализация $T \approx 800°$ К, кальцит-форсте-

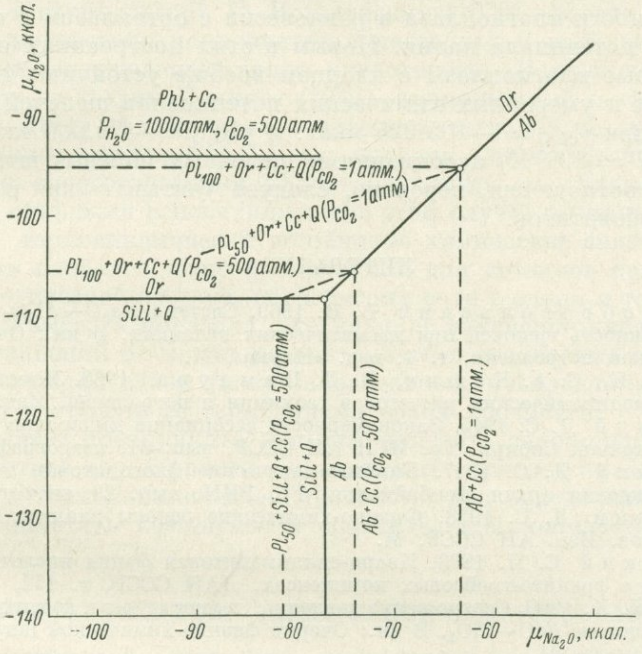


Рис. 6. Схема изменения состава плагиоклаза в зависимости от химических потенциалов щелочей при избытке кальцита (T=800° К).

ритовая ассоциация местами замещается диопсид-доломитовым парагенезисом, что проявляется образованием диопсид-доломитовых и паргаситовых кайм, окружающих зерна форстерита в доломит-кальцитовых мраморах. Условия, переходные от кальцит-форстеритовой к диопсид-доломитовой фации типичны для архея Алданского щита. По расчету они отвечают давлению CO_2 порядка 500 атм., которое кажется слишком низким для такого глубинного комплекса. Возможно, использованные для расчета термодинамические константы минералов (табл. 1) являются недостаточно точными. В дальнейшем следует учесть также влияние железистости минералов: железистость оливина всегда значительно выше железистости равновесного с ним доломита и, следовательно, повышение отношения Fe/Mg должно расширять область устойчивости кальцит-оливинового парагенезиса (повышать равновесную величину P_{CO_2} реакции оливин+кальцит=доломит+клинопироксен при постоянной температуре). В мраморах Алданского щита железистость оливина варьирует в пределах 8—20% и указанный эффект может быть значительным.

Основное преимущество диаграмм химических потенциалов щелочей на количественной основе заключается в том, что они позволяют сопоставлять друг с другом в отношении геохимических условий независимые

системы минеральных равновесий. Выше были рассмотрены две независимые системы равновесий, характеризующие явления фельдшпатизации глиноземистых пород, содержащих силлиманит и корунд (рис. 1 и 2), и условия флогопитизации в породах, богатых магнием и кальцием (рис. 3, 4, 5). Они сопоставляются на рис. 6. Общими минералами этих двух систем являются плагиоклазы, состав которых варьирует от альбита до андезина в зависимости от химических потенциалов щелочей. На диаграмме представлена схема изменения их состава в равновесиях с ортоклазом при наличии кальцита, что типично для флогопитовых месторождений. На этой схеме прослеживается известная закономерность повышения основности плагиоклаза в равновесии с ортоклазом с повышением химического потенциала калия. Новым в этих построениях является то, что кальциевые плагиоклазы с кварцем вообще устойчивы только в области низких и умеренных химических потенциалов щелочей, полностью вытесняясь при $\mu'_{K_2O} = -105.225$ ккал. и $\mu'_{Na_2O} = -74.000$ ккал. ($P_{C_2O} = 500$ атм., $T = 800°$ K) ассоциациями щелочных полевых штатов с кальцитом. Эти соотношения, вероятно, следует учитывать при рассмотрении генезиса карбонатитов.

ЛИТЕРАТУРА

Доливо-Добровольский В. В. 1969. Система $Na_2O—Al_2O_3—Fe_2O_3—SiO_2$ и подвижность щелочей при магматических явлениях. В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 1, изд. «Наука», М.

Карпов И. К., С. А. Кашик, В. Д. Пампура. 1968. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. Изд. «Наука», М.

Коржинский Д. С. 1945. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. ИГН АН СССР, вып. 61, петрограф. сер. 21, М.

Коржинский Д. С. 1947. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. Тр. ГИН, вып. 29, петрограф. сер. 10.

Коржинский Д. С. 1958. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, М.

Кориковский С. П. 1963. Кварц-силлиманитовая фация кислотного выщелачивания в гранито-гнейсовых комплексах. ДАН СССР, т. 152, № 1.

Линдсли Д. Х. 1969. Соотношение давления, температуры и фугитивности кислорода в системе $FeO—SiO_2$. В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 1, изд. «Наука», М.

Перчук Л. Л. 1968. Фазовое соответствие в системе нефелин—щелочной полевой шпат—водный раствор. В кн.: Метасоматиз и другие вопросы физико-химической петрологии, изд. «Наука», М.

Шульдинер В. И. 1969. Геология и петрология архея Могочинского антиклинория в Забайкалье. Изд. «Наука», М.

Anderson P. A., O. J. Kleppa. 1969. The thermochemistry of the Kyanite-sillimanite equilibrium. Amer. J. Sci., v. 267, № 3.

Holm J. L., O. J. Kleppa. 1966. The thermodynamic properties of aluminium silicates. Amer. Miner., v. 51, № 3.

Kerrick D. M. 1968. Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1, 8 kilobars and 3, 9 kilobars water pressure. Amer. J. Sci., v. 266, № 3.

Latimer W. M. 1952. Oxidation Potentials, 2nd ed. New York, Prentice-Hall.

Robie R. A., D. R. Waldbaum. 1968. Thermodynamic properties of Minerals and Related substances at 298. 15° K (25.0° C) and One Atmosphere (1.013 bars) pressure and at higher temperatures. United states government printing office. Washington.

Yoder H. S., H. P. Eugster. 1954. Phlogopite synthesis and stability range. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 6, № 1.

Л. Л. Перчук, В. В. Федькин

К ПРОБЛЕМЕ КИСЛОТНОСТИ—ОСНОВНОСТИ И ХИМИЧЕСКОЙ СВЯЗИ В МИНЕРАЛАХ

Оценка сравнительной основности—кислотности соединений является одной из наиболее сложных задач в химии и минералогии. В различных целях эта задача решалась многочисленными исследователями (Жариков, 1960, 1967; Карпов и др., 1968; Киреев, 1964; Соболев, 1949; Flood, Förland, 1947; Flood a. oth., 1947; Fyfe, Ramberg, 1952). Интерес к ней усилился в связи с открытием Д. С. Коржинским (1956) эффекта кислотно-основного взаимодействия компонентов в растворах и расплавах и разработкой теории «опережающей волны кислотности» (Коржинский, 1959).

Основываясь на теории Полинга (1947), американский петролог Рамберг (Ramberg, 1952) сформулировал принцип, согласно которому реакции образования соединений из более простых компонентов обладают максимальными энергетическими эффектами, когда смешиваются сильные кислоты с сильными основаниями, и в этом случае возникают и наиболее прочные, термодинамически устойчивые химические связи. Причем эти зависимости наиболее четко проявляются для металлов каждой подгруппы в периодической системе, образующих соли с одной и той же кислотой. Теория Рамберга показала, что никакое изменение кислотности—основности соединений не может рассматриваться независимо от анализа характера химической связи (ионно-ковалентная, водородная, металлическая и т. п.) и степени ее термодинамической прочности.

В данной статье предпринята попытка наметить закономерности при изменении этих трех характеристик (кислотность—основность, ионность—ковалентность и термодинамическая прочность) для определенных рядов соединений и наметить возможности сравнительной количественной их оценки.

ОСНОВНЫЕ ПРЕДПОСЫЛКИ, ОПРЕДЕЛЕНИЯ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА

Мерой сравнительной основности—кислотности элементов могут служить различные шкалы: электроотрицательность, потенциалы ионизации (катионы) или сродство к электрону (анионы). Чем выше значение электроотрицательности X_B или абсолютной величины потенциала ионизации I, тем более кислотными свойствами обладает элемент и наоборот.

Потенциалы ионизации и сродство к электрону были положены В. А. Жариковым (1960, 1967) в основу расчета кислотно-основных характеристик минералов: вычислялся условный потенциал ионизации любого соединения по правилу смешения. При этом не учитывалась энергия взаимодействия ионов в соединении, т. е. реакции ионизации соединений типа $\sum B_n A_m = n\sum B^{r+} + m\sum A^{r-}$ им рассматривались как «изоэнергетические».

В основу оценки сравнительной кислотности—основности окислов В. А. Киреев (1964) положил принцип Бертло в такой интерпретации: $[-\Delta G]$ реакций образования соединения из окислов тем больше, «чем сильнее различаются взаимодействующие окислы по своим кислотно-основным свойствам» (стр. 1881). Сравнивая между собой ΔG однотипных реакций, в которых заменялся лишь один окисел металла, В. А. Киреев установил сравнительную кислотность—основность окислов металлов, принадлежащих к одной подгруппе периодической системы.

Показателем силы кислоты или основания служит степень их ионизации (в любом виде). Поэтому для оценки сравнительной основности—кислотности окислов было предложено (Перчук, 1964) использовать кон-

станты реакций ионизации окислов в воде, в частности для окислов, ионизированных по основному типу. Общий вид реакций и их констант следующий:

$$B_mO_n + 2nH^+ = mB^{2n/m+} + nH_2O, \quad (1)$$

$$K^T_{(1)} = \frac{[B^{2n/m+}]^m [H_2O]^n}{[B_mO_n] [H^+]^{2n}}, \quad (2)$$

$$\lg K^T_{(1)} = -\Delta G_{(1)}/2.3RT, \quad (3)$$

где

$$\Delta G_{(1)} = \Delta H_{(1)} - T\Delta S_{(1)}. \quad (4)$$

Основность окисла тем больше, чем выше значение $\lg K_{(1)}$. На рис. 1 видно, что величина $\lg \lg K_{(1)}$ для главнейших породообразующих окислов коррелируется с электроотрицательностью соответствующих металлов. С температурой константа ионизации для сильных оснований снижается быстрее, чем для слабых. Это приводит к нивелировке кислотно-основных свойств окислов в сравнении с водой (Перчук, 1964).

Таблица 1

Электроотрицательность металлов (X_{B+}), степень ионности их связей с кислородом (η_{BO}) и логарифмы констант ионизации окислов этих металлов при 298 и 700° К

Группа элементов в системе Менделеева	Элемент	X_{B+}	Окисел	η_{BO}, %	$\lg K_{(1)}$	
					298 °К	700 °К
I A	Cs	0.7	Cs_2O	88	92.307	45.673
	Rb	0.8	Rb_2O	86	89.507	44.380
	K	0.8	K_2O	86	84.042	41.137
	Na	0.9	Na_2O	83	68.699	32.709
	Li	1.0	Li_2O	81	46.040	21.331
B	Ag	1.42	Ag_2O	66	66.688	31.280
	Cu	1.75	Cu_2O	54	33.479	15.902
II A	Ba	0.85	BaO	84	43.031	18.690
	Sr	0.99	SrO	80.5	38.565	15.709
	Ca	1.04	CaO	79	33.091	13.340
	Mg	1.23	MgO	73	21.526	6.352
	Be	1.47	BeO	64.5	4.228	—3.428
B	Hg^{2+}	1.9	HgO	48	2.455	0.269
	Cd	1.46	CdO	65	15.380	5.170
	Zn	1.66	ZnO	57	10.105	1.897
III A	La	1.08	La_2O_3	78	67.569	21.428
	Y	1.11	Y_2O_3	77	47.114	11.332
	Sc	1.2	Sc_2O_3	74	23.214	— 0.189
B	Tl	1.9	Tl_2O_3	48	—4.352	—10.547
	Al	1.5	Al_2O_3	63	16.116	— 7.175
IV B	Pb	1.55	PbO	61.5	12.740	6.054
	Sn^{2+}	1.65	SnO	58	1.065	0.104
	Ge	1.70	GeO	55.5	—6.827	—
V A	V	1.45	VO	65	19.888	14.581
VI A	Gr	1.56	Cr_2O_3	61	14.856	— 8.266
B	O	3.5	O_2	0	—	—
VII A	Mn	1.4 *	MnO	67	17.865	5.667
VIII	Fe^{2+}	1.64	FeO	58	13.380	3.297
	Co	1.7	CoO	55.5	13.239	2.78
	Pt	2.1	PtO	39	—6.680	—
	Pd	2.0	PdO	44	—2.355	—
	Ni	1.7	NiO	55.5	12.935	2.721

* $X_{Mn^{2+}}$ может быть равно 1.6 (?) (Дей, Селбин, 1969).

В табл. 1 приведены величины электроотрицательности металлов X_{B+}, константы ионизации окислов $\lg K_{(1)}$ и процент в них ионной связи η_{BO} по Полингу (1947, 1964). Величины X_{B+} также приведены в основном

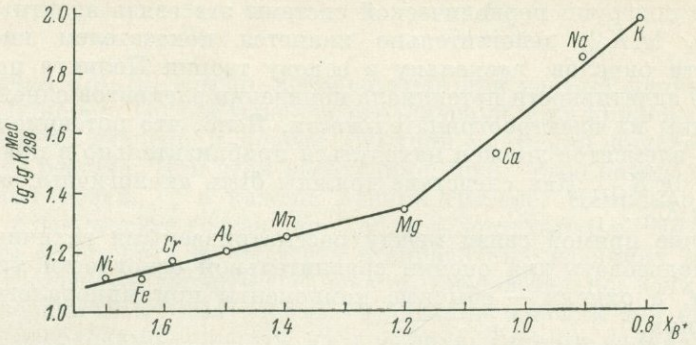


Рис. 1. Положительная корреляция кислотно-основных свойств ($\lg\lg K_1$) главнейших породообразующих окислов с электроотрицательностью входящих в них металлов при 298° К.

по Полингу, но с некоторыми уточнениями различных авторов (Дей, Селбин, 1969). Термодинамические расчеты в табл. 1 и во всех последую-

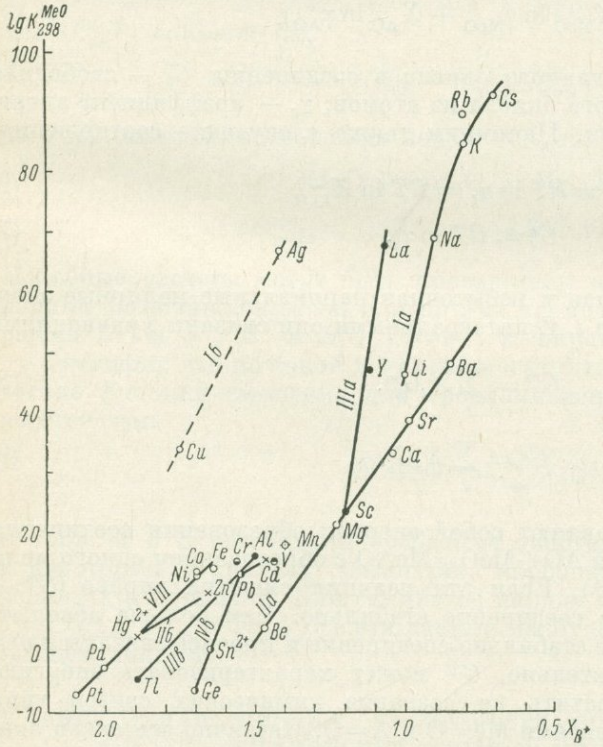


Рис. 2. Корреляция $\lg K^{298}_{(1)}$ с электроотрицательностью металлов, входящих в окислы, для некоторых подгрупп (*римские цифры*) периодической системы.

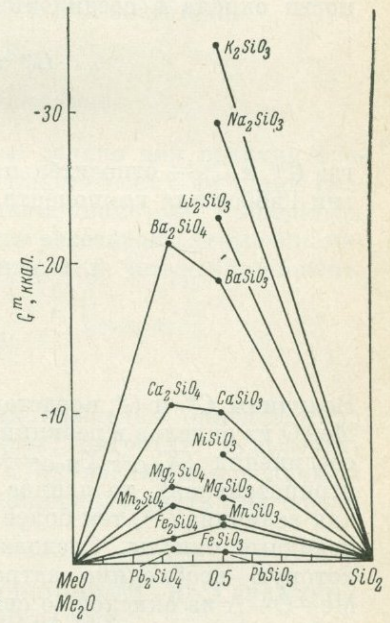


Рис. 3. Зависимость свободной энергии смешения от состава системы $MeO—SiO_2$ при 298° К.

щих проведены на основе справочных констант (Гаррелс, Крайст, 1968; Карпов и др., 1968; Robie, Waldbaum, 1968; Бабушкин и др., 1965; Л. Х. Карапетьянц, М. Л. Карапетьянц, 1968; Краткий справочник. . .,

1965). На рис. 2 видно, что корреляция $\lg K_{298}^{(1)}$ для окислов с обратными величинами X_{B+} положительная, т. е. чем меньше X_{B+} и чем больше $\lg K_{298}^{(1)}$, тем более основными свойствами обладает окисел. Для металлов из одних и тех же подгрупп периодической системы эта связь аддитивная. Следовательно, $\lg K_{298}^{(1)}$ действительно является показателем кислотности—основности окислов, поскольку в основу теории Полинга положена гипотеза об аддитивности потенциала ионизации элементов одной подгруппы и величины их электроотрицательности. Ясно, что потенциал ионизации для этих элементов должен находиться приблизительно в прямой зависимости от $\lg K_{(1)}$. Как следствие должны быть аналогичные связи между X_{B+} и $\lg K_{(1)}$.

Наличие прямой связи между рассматриваемыми величинами позволяет использовать для оценки сравнительной основности минералов не элементы, а окислы — обычные компоненты при минералогических исследованиях.

Выберем окислы металлов в качестве стандартного состояния компонентов при всех последующих оценках, в частности при оценке стабильности соединений при разных значениях температуры. Тогда полная энергия образования соединения MeAO из элементов определится при постоянных T и P равенством

$$\Delta G^0_{MeAO} = X_{AO}G^0_{AO} + X_{MeO}G^0_{MeO} + RT(X_{AO}\ln X_{AO} + X_{MeO}\ln X_{MeO} + X_{MeO}\ln\gamma_{MeO} + X_{AO}\ln\gamma_{AO}), \quad (5)$$

где X_i — молярная доля данного окисла в соединении; G_i^0 — свободная энергия образования данного окисла из атомов; γ_i — коэффициент активности окисла в соединении. Напомним также следующие соотношения:

$$G_i^m = RT\ln a_i = RT\ln X_i\gamma_i, \quad (6)$$

$$G_i^e = RT\ln\gamma_i, \quad (7)$$

где G_i^m и G_i^e — относительная и избыточная парциальные молярные энергии Гиббса для компонента i. С интегральными они связаны уравнениями

$$G^m = \sum_j X_i G_i^m, \quad (8)$$

$$G^e = \sum_j X_i G_i^e. \quad (9)$$

Величины G^m и G^e представляют собой энергии образования соединения MeAO из окислов в реакции AO+MeO=MeAO с образованием одного моля соединения ($X_{AO}+X_{MeO}=1$). Если эта реакция смещена вправо (G^m — отрицательная), то данное соединение стабильно. Чем больше абсолютная величина G^m, тем более стабильно соединение и прочнее связаны в нем исходные окислы. Следовательно, G^m может характеризовать энергию, которую необходимо затратить на создание химических связей типа Me—O—A из окислов со связями Me=O и A=O. Частично эти связи окажутся ионными, частично ковалентными. Мерой их термодинамической прочности (устойчивости на распад) или мерой различия в энергиях связей Me—O—A и энергий связи Me—O и A—O является величина энергий смешения G^m. Это видно из положительной корреляции потенциалов ионизации (D_{298}) простых соединений металлов из одной подгруппы с величинами для соединений тех же металлов в более сложных минералах. Например, в группе IIa (в ккал./моль)

	$+D_{298}$ хлоридов	G^m_{298} ортосиликатов
Be	110	—1.804
Mg	90	—5.039
Ca	69.5	—10.224
Sr	69	—16.738
Ba	62	—21.343

Уравнения (5)—(9) обычно используются при расчете функций смешения для растворов. Но нет никаких ограничений в их приложении к расчету свободных энергий и других функций смешения окислов в фазах постоянного состава. При этом необходимо лишь четко определить значение мольных долей X_i в каждой данной системе. Например, мольная доля MgO в форстерите составляет 0.66, а в энстатите 0.5. Но изобарные потенциалы форстерита и энстатита в справочных изданиях рассчитаны на полную молекулу данного соединения. Следовательно, если мы хотим сравнить величины G^m для разных соединений одной и той же системы (рис. 3),[1] необходимо привести их в единую систему единичных количеств. Например, те же энстатит и форстерит следует рассматривать как смеси окислов в следующих соотношениях:

$$2/3\mathrm{MgO} + 1/3\mathrm{SiO_2} = \mathrm{Mg_{2/3}Si_{1/3}O_{4/3}},$$

$$\Delta G^0_{298}: \quad -90.8 \qquad -68 \qquad -164 \text{ ккал./моль}$$

$$\Delta G^{298}_{\text{реакции}} = G^{m\,\mathrm{Fo}}_{298} = -5.2 \text{ ккал./моль},$$

где $G^{m(\mathrm{Fo})}_{298}$ согласно (5),

$$G^{m(\mathrm{Fo})}_{298} = 1/3 G^{\mathrm{Fo}}_{298} - X^{\mathrm{Fo}}_{\mathrm{MgO}} G^{298}_{\mathrm{MgO}} - X^{\mathrm{Fo}}_{\mathrm{SiO_2}} G^0_{\mathrm{SiO_2}}.$$

Аналогичные соотношения можно получить и для энстатита:

$$0.5\mathrm{MgO} + 0.5\mathrm{SiO_2} = \mathrm{Mg_{0.5}Si_{0.5}O_{1.5}},$$

$$\Delta G^{298}_{\text{реакц}} = G^{m(\mathrm{En})}_{298} = -4.617 \text{ ккал./моль}.$$

Подобные расчеты могут быть произведены не только для величин изобарных потенциалов, но и для других термодинамических функций смешения (S^e и S^m, H^e и H^m, $V^e = V^m$) в широком диапазоне температур.

Очевидно, что по такой же схеме могут быть рассчитаны термодинамические функции смешения для трехкомпонентных и четырехкомпонентных систем:

$$\Phi^m = \Phi^{0\alpha} - \sum_{\beta}^{\varphi} X^{\gamma}_i G^0_{\lambda}.$$

В табл. 2 и 3 рассчитаны свободные энергии смешения окислов (G^m_{298}) в некоторых силикатах, титанатах, карбонатах, нитратах, сульфатах, ферритах и хромитах. Для силикатов наряду с G^m_{208} рассчитаны величины $S^m_{298°}$, $G^m_{700°}$, $S^m_{700°}$ и $V^m_{298°}$. Все эти данные мы будем использовать при последующем анализе.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА КИСЛОТНОСТИ—ОСНОВНОСТИ И ХАРАКТЕРА ХИМИЧЕСКОЙ СВЯЗИ В МИНЕРАЛАХ

О к и с л ы. В соответствии с диаграммой на рис. 2 в пределах каждой подгруппы таблицы Менделеева устанавливаются следующие ряды возрастающей основности окислов (при 298° К):

[1] На рис. 3—14 прямыми соединены соли металлов из одной подгруппы периодической системы.

Ia: $Li_2O—Na_2O—K_2O—Rb_2O—Cs_2O$,
Iв: $Cu_2O—Ag_2O$,
IIa: $BeO—MgO—CaO—SrO—BaO$,
IIв: $HgO—ZnO—CdO$,
IIIa: $Sc_2O_3—Y_2O_3—La_2O_3$,
IIIв: $Tl_2O_3—Al_2O_3$,
IVв: $CO_2—SiO_2—GeO—SnO—PbO$,
VIIIa: $PtO—PdO—FeO—NiO—CoO$.

Нетрудно заметить, что во всех подгруппах «а» основность окислов возрастает сопряженно с увеличением атомного номера металла. Однако в подгруппах «в» намечается периодичность: Iв : легкий—тяжелый; IIв : тяжелый$_2$—легкий—тяжелый$_1$; IIIв : тяжелый$_5$—?—?—легкий$_2$ и далее (с IVв) вновь нормальная сопряженность.

Согласно периодическому закону, электроотрицательность элементов возрастает с увеличением их атомного номера в пределах каждого ряда таблицы Менделеева. Это лежит в основе теории Полинга. Следовательно, в той же последовательности должна снижаться основность окислов этих элементов и соответственно $\lg K_{(1)}$. В общем случае это действительно имеет место. Например, для четвертого ряда IV периода имеем:

окисел:	K_2O	CaO	Sc_2O_3	TiO_2	VO	Cr_2O_3	MnO	FeO	CoO	NiO
$\lg K^{298°}_{(1)}$:	84.0	33.1	23.2	~21(?)	19.9	14.9	17.8	13.4	13.2	12.9

Последовательность нарушается лишь для пары $Cr_2O_3—MnO$, но при $T=400°$ K она уже нормальная. Скорее всего это обусловлено неточностью термохимических констант для Cr^{3+}, да и электроотрицательность Mn еще точно не установлена.

Мы рассмотрели окислы далеко не всех элементов. Для многих отсутствуют термохимические константы ионов. Некоторые кислотные газы рассматривались ранее (Перчук, 1964). Очевидно, что наиболее надежные данные по сравнительной основности окислов можно получить лишь в пределах подгрупп и отчасти рядов периодической системы. Но можно наметить ряды возрастающей основности, используя эффект сопряженного возрастания $\lg K_{(1)}$ и электроположительности металла в каждом последующем окисле по сравнению с предыдущим, например

$$PtO—PdO—HgO—ZnO—FeO—PbO—CdO=VO—MnO—MgO—Sc_2O_3—CaO—Li_2O—Na_2O—K_2O—Rb_2O—Cs_2O.$$

Аналогичным образом могут быть написаны по меньшей мере еще три ряда:

$$PtO—PdO—HgO—Cu_2O—Ag_2O,$$

$$PtO—Tl_2O_3—SnO—BeO—MgO—Sc_2O_3—Y_2O_3—La_2O_3,$$

$$PtO—Tl_2O_3—PbO—CdO=VO—MgO—Sc_2O_3—CaO—SrO—BaO—K_2O—Rb_2O—Cs_2O.$$

Сопоставление «силы основности» окислов возможно лишь в пределах рассмотренных здесь рядов. В более общем случае сравнение можно производить в любых рядах окислов при условии увеличения не только электроположительности металла, но и $\lg K_{(1)}$.

Согласно теории Полинга (1947, 1964), разность электроотрицательностей двух элементов и их соединений связана со степенью ионности—ковалентности (η) химической связи определенным соотношением (рис. 4). Для окислов величины η_{BO} приведены в табл. 1. На рис. 4 они скорре-

лированы с $\lg K^{298°}_{(1)}$, причем корреляции достаточно четкие лишь в пределах определенных рядов окислов, металлы в которых относятся к одной подгруппе периодической системы. Таким образом, величина $\lg K^{298}_{(1)}$ отражает и степень ионности—ковалентности связей в окислах. Для наиболее распространенных окислов процент ионности связей находится в пределах 38—88% (табл. 1).

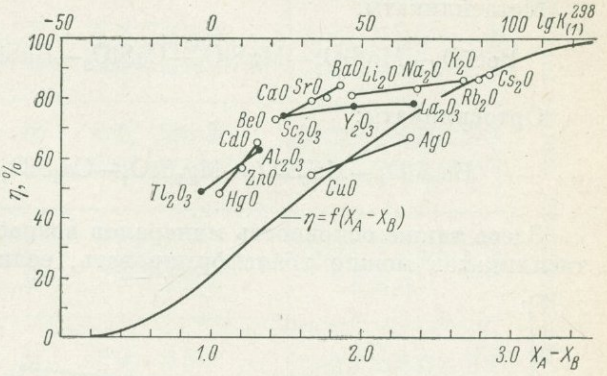


Рис. 4. Связь между логарифмом константы ионизации окислов в воде и приближенной степенью ионности химических связей типа Me—O.

Кривая $\eta = f(X_A - X_B)$ — приближение Полинга для любых типов соединений двух элементов.

Силикаты. В табл. 2 рассчитаны все необходимые величины для анализа рассматриваемых зависимостей в мета- и ортосиликатах. На рис. 5 составлены графики корреляции величины $\lg[-G^m_{298}]$ с электроотрицательностью металла, образующего соединения с $[SiO_3]^{-2}$ и $[SiO_4]^{-4}$ раздельно. Как и на рис. 2, зависимости здесь оказались аддитивными по крайней

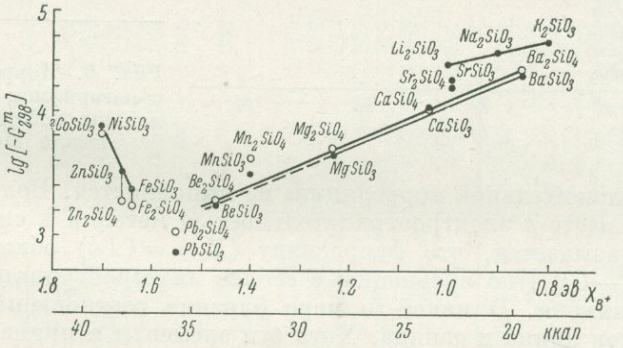


Рис. 5. Корреляция логарифма абсолютной величины свободной энергии смешения MeO и SiO_2 с электроотрицательностью Me из некоторых подгрупп периодической системы (по данным табл. 2).

мере для элементов из подгрупп Ia и IIa, входящих в орто- и метасиликаты.[2] Для этих подгрупп ряды сравнительной кислотности—основности силикатов могут быть представлены в следующем виде.

Метасиликаты:

$$\text{Ia}: Li_2SiO_3—Na_2SiO_3—K_2SiO_3,$$

$$\text{IIa}: BeSiO_3—MgSiO_3—CaSiO_3—BaSiO_3.$$

Ортосиликаты:

$$\text{Ia}: Li_4SiO_4—Na_4SiO_4—K_4SiO_4,$$

$$\text{IIa}: Be_2SiO_4—Mg_2SiO_4—Ca_2SiO_4—Ba_2SiO_4.$$

[2] Используя эту связь, удалось найти значение G^m_{298} для $BeSiO_3$ и вычислить соответствующее ему значение $\Delta G^0_{298} = -344.202$ ккал./моль (табл. 4). Расчетная величина $\Delta G^0_{298} = -347.150$ ккал./моль (Robie, Waldbaum, 1968) плохо согласуется с данными для остальных силикатов с металлами из IIa подгруппы.

Слева направо в этих рядах возрастает основность минералов. Как и в случае окислов, эти ряды могут быть расширены за счет положительной корреляции $[-G^m_{298}]$ и X_{B+}. Тогда можно объединить в один ряд некоторые силикаты с металлами из разных подгрупп периодической системы.

Метасиликаты:

$$BeSiO_3—MnSiO_3—MgSiO_3—CaSiO_3—BaSiO_3—Na_2SiO_3\,(?)—K_2SiO_3.$$

Ортосиликаты:

$$Be_2SiO_4—Mn_2SiO_4—Mg_2SiO_4—Ca_2SiO_4—Ba_2SiO_4—(K_4SiO_4).$$

Здесь также основность минералов возрастает слева направо. Ряд метасиликатов можно трансформировать, если в него ввести $FeSiO_3$ или $PbSiO_3$ вместо $BeSiO_3$. Аналогичным образом может быть изменен ряд ортосиликатов. Это очевидно из рис. 5 и 6.

На рис. 5 видно, что для метасиликатов с металлами из VIII группы

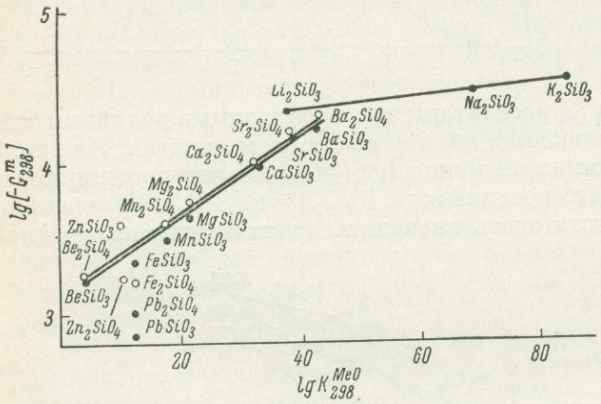


Рис. 6. Корреляция $\lg K^{298°}_{(1)}$ с логарифмом абсолютной величины свободной энергии смешения MeO и SiO_2.

правило «положительной корреляции» не выполняется. Величина $[-G^m_{298}]$ возрастает вместе с электроотрицательностью металла в силикате. В результате оказывается, что ферросилит ($X_{Fe^{2+}}=1.64$) обладает меньшей величиной $[-G^m_{298}]$ по сравнению с «более электроотрицательным» метасиликатом никеля. В какой-то мере близкие соотношения намечаются для силикатов цинка и свинца. Хотя эти элементы и принадлежат к разным группам, но на рис. 2 PbO четко более основной окисел по сравнению с ZnO.

На рис. 5 и 6 видно, что в ряду Be—Mg—Ca—Sr—Ba все ортосиликаты обладают бóльшими значениями $[-G^m]$ по сравнению с соответствующими метасиликатами. Отсюда можно было бы сделать вывод, что ортокремневая кислота более сильная, чем метакремневая. Этот вывод был бы противоположен известному ряду возрастающей силы гипотетических кремнекислот, среди которых ортокремниевая кислота самая слабая. Вместе с тем для метасиликатов металлов Ia группы периодической системы $[-G^m]$ больше, чем для ортосиликатов тех же металлов. Например, в табл. 2 находим $G^{m298}_{Na_2SiO_3}=-29196$ кал./моль, а $G^{m298}_{Na_4SiO_4}=-25060$ кал./моль (Верятин и др., 1965). Из этого примера видно, что метакислота более сильная, чем ортокислота. Итак, на основе различий только в величинах G^m солей нельзя судить об относительной силе кислот даже при образовании солей одного и того же металла, особенно если в системе двух одинаковых окислов возникают несколько промежуточных соединений (например, система $CaO—SiO_2$). Это видно из уравнения $G^m=X_1G^m_1+X_2G^m_2$. Поэтому необходимо найти такую величину, которая бы наряду с G^m характеризовала степень ионности связи в отдельных звеньях цепи Me—O—Si.

Таблица 2

Термодинамические функции смешения некоторых силикатов

Радикал	Соединение	η, %	298 °K (25 °C)					700 °K (427 °C)					V^m, см³/моль
			$-\Delta G°$, кал./моль	$S°$, э. е.	$-G^m$, кал./моль	S^m, э. е.	lg $[-G^m]$	$-\Delta G°$, кал./моль	$S°$, э. е.	$-G^m$, кал./моль	S^m, э. е.	lg $[-G^m]$	
$[SiO_3]^{-2}$ (метасиликаты)	Li_2SiO_3	66.25	384780	20.0	22902	+0.58	4.360	355777	42.66	23592	−0.73	4.373	3.552
	Na_2SiO_3	67.25	253200	27.2	29196	−0.34	4.465	322938	57.31	29514	+0.74	4.470	0.812
	K_2SiO_3	68.75	350050	33.0	34215	+0.31	4.535	318834	60.455	34258	−1.76	4.534	—
	$BeSiO_3$*	58.00	344202 *	—	1715 *	—	3.235	—	—	—	—	—	−1.058
	$MgSiO_3$	62.25	349394	16.22	4335	−0.05	3.636	321411	36.17	4250	−0.37	3.628	−1.233
	$CaSiO_3$ (волластонит)	65.25	370263	19.60	10610	+0.06	4.026	342983	40.72	10662	+0.03	4.128	+0.239
	$CaSiO_3$ (псевдоволластонит)	65.25	369081	20.90	10042	+0.76	4.002	342290	41.83	10316	+0.58	4.114	+0.207
	$SrSiO_3$	66.0	373201	22.98	15635	+0.50	4.195	346319	44.03	15621	−0.29	4.194	0.222
	$BaSiO_3$	67.75	374490	26.8	18925	+0.06	4.277	348338	49.80	19203	+0.54	4.284	0.224
	$ZnSiO_3$	54.25	287050	21.4	3158	+0.54	3.499	260300	—	3262	—	3.514	4.274
	$PbSiO_3$	56.50	251200	27.0	716	+0.76	2.855	226567	51.99	1942	+2.12	3.288	−3.098
	$MnSiO_3$	59.25	297390	24.5	3012	+0.18	3.479	272985	45.75	3057	+0.06	3.485	−0.374
	$FeSiO_3$	54.75	269200	20.9	2226	−1.75	3.348	245946	50.71	2432	+1.96	3.386	−0.779
	$CoSiO_3$*	53.50	269274	—	6600 *	—	3.82	—	—	—	—	—	—
	$NiSiO_3$	53.50	269600	—	7190	—	3.854	—	—	—	—	—	—
$[SiO_4]^{-4}$ (ортосиликаты)	Be_2SiO_4	60.17	482300	15.37	1804	−0.42	3.265	442729	31.92	748	−3.71	2.874	−0.705
	Mg_2SiO_4	65.83	491938	22.75	5039	0	3.702	453652	51.85	5003	−0.16	3.700	−0.465
	Ca_2SiO_4	69.83	524022	30.50	10224	+0.54	4.012	487399	61.34	10420	+0.50	4.117	−1.478
	Sr_2SiO_4	70.83	529430	35.485	16738	−0.13	4.224	492881	65.712	16634	−0.67	4.221	−5.79
	Ba_2SiO_4	73.17	532664	41.96	21343	−0.51	4.330	496532	74.23	21281	−0.58	4.329	—
	Zn_2SiO_4	55.17	364011	31.4	2396	+0.22	3.239	327283	56.23	2302	−0.72	3.362	+0.352
	Pb_2SiO_4	58.17	297900	43.0	1004	+0.64	3.018	262634	80.81	1481	+2.27	3.171	—
	Fe_2SiO_4	55.83	329668	35.45	1607	−1.16	3.206	298067	67.36	1027	−1.58	3.112	−0.096
	Mn_2SiO_4	61.83	390028	39.00	3981	+0.19	3.60	358556	69.69	3997	−0.02	3.556	−0.140

* Термодинамические константы вычислены по величине lg $(-G^m)$, определенной путем экстраполяции соответствующей кривой на рис. 5 (табл. 4).

Таблица 3

Термодинамические функции смешения некоторых соединений при $T=298°$ К

Радикал	Соединение	η, %	$-\Delta G°$, кал./моль	$S°$, э. е.	$-G^m$, кал./моль	S^m, э. е.	$\lg[-G^m]$
$[CrO_4]^{-2}$ (хроматы)	Ag_2CrO_4	53.0	150780	52.1	13597	+ 5.81	4.134
	$CaCrO_4$	59.5	305273	32.0	19960	+ 2.65	4.300
	Na_2CrO_4	61.5	293450	41.7	41144	+ 3.255	4.612
	K_2CrO_4	63.0	307350	46.2	54688	+ 3.250	4.738
	Hg_2CrO_4	46.0	143820	52.2	50045	+ 1.95	4.700
$[Cr_2O_4]^{-2}$ (хроматы)	$FeCr_2O_4$	59.5	325200	34.9	6150	+ 0.49	3.789
	$MgCr_2O_4$	67.0	9750*	25.3	4875	— 0.27	3.688
$[TiO_3]^{-2}$ (титанаты)	$MgTiO_3$	66.0	354790	17.82	3038	— 0.275	3.482
	$CaTiO_3$	69.0	376517	22.40	9770	0.485	3.989
	$SrTiO_3$	69.75	379000	26.0	14545	0.535	4.163
	$BaTiO_3$	71.5	37800 *	25.71	18900	— 1.51	4.277
	$FeTiO_3$	58.5	277065	25.30	2160	0.575	3.337
	$CoTiO_3$	57.25	269000	23.8	2472	— 0.395	3.393
$[Fe_2O_4]^{-2}$ (ферриты)	$MgFe_2O_4$	62.25	315112	29.6	648	1.135	2.811
	$CaFe_2O_4$	65.25	15850 *	34.7	7925	2.155	3.900
	$SrFe_2O_4$**	66.00	351413	—	18200	—	4.260
	$BaFe_2O_4$**	67.75	528522	—	109400	—	5.04
	$Li_2Fe_2O_4$	66.25	322546	36.0	5245	3.065	3.720
	$Na_2Fe_2O_4$	67.25	305819	42.2	18965	1.660	4.278
	$ZnFe_2O_4$	54.25	260100	32.436	3142	0.558	3.498
	$CoFe_2O_4$	53.5	8200 *	32.2	4100	— 0.675	3.613
	$CuFe_2O_4$	53.25	209000	29.45	387	— 0.815	2.588
	$NiFe_2O_4$	53.5	231741	30.1	1720	0.065	3.236
	$MnFe_2O_4$	59.25	266300	30.807	926	— 2.176	2.966
	$FeFe_2O_4$	54.75	243094	36.03	2632	0.62	3.420
$[PO_4]^{-6}$ (фосфаты)	$Mg_3(PO_4)_2$	65.25	839836	45.0	27294	2.09	4.400
	$Ca_3(PO_4)_2$	69.75	920840	56.4	41344	0.18	4.616
	$Ba_3(PO_4)_2$	73.50	944400	85.1	56504	2.59	4.753

Таблица 3 (*продолжение*)

Радикал	Соединение	η, %	$-\Delta G°$, кал./моль	$S°$, э. е.	$-G^m$, кал./моль	S^m, э. е.	$\lg[-G^m]$
$[CO_3]^{-2}$ (карбонаты)	Li_2CO_3	51.0	270450	21.6	20932	—19.215	4.322
	Na_2CO_3	52.0	251110	32.5	33346	—18.275	4.523
	K_2CO_3	53.5	253500	35.7	41140	—18.930	4.614
	Rb_2CO_3	53.5	249300	28.3	42772	—24.48	4.632
	Cs_2CO_3	54.5	243600	42.4	41872	—19.13	4.622
	$CuCO_3$	38.0	123800	21.0	—628	—20.5	—
	Ag_2CO_3	43.5	104510	40.0	3834	—20.08	3.588
	$BeCO_3$ **	42.75	237726	—	3670	—	3.565
	$MgCO_3$	47.00	246112	15.70	7884	—20.90	3.897
	$CaCO_3$	50.00	269908	22.15	15200	—19.205	4.182
	$SrCO_3$	50.75	272020	23.5	20239	—20.28	4.307
	$BaCO_3$	52.50	278359	26.8	26054	—20.53	4.417
	$ZnCO_3$	39.0	174786	19.7	2220	—20.895	3.346
	$CdCO_3$	43.0	160200	25.2	5826	—19.48	3.766
	$HgCO_3$	34.5	111260	41.5	1506	—13.38	3.178
	$MnCO_3$	44.0	14300 *	20.5	7150	—22.42	3.854
	$FeCO_3$	39.5	8400 *	22.2	4200	—21.695	3.623
	$CoCO_3$	38.25	154890	21.9	4598	—20.915	3.663
	$NiCO_3$	38.25	146450	21.7	810	—19.225	2.909
	$PbCO_3$	41.25	149710	31.3	5162	—17.685	3.713
$[SO_4]^{-2}$ (сульфаты)	Li_2SO_4	51.0	316600	27.0	46876	—21.66	4.671
	Na_2SO_4	52.0	302780	35.73	62500	—21.805	4.796
	K_2SO_4	53.5	314620	42.0	74563	—20.925	4.872
	Rb_2SO_4	53.5	313427	45.8	77704	—20.875	4.890
	Cs_2SO_4	54.5	310592	49.2	78236	—20.875	4.893
	$CuSO_4$	38.0	157323	25.3	19002	—11.275	4.279
	Ag_2SO_4	43.5	147170	47.76	28032	—21.34	4.447
	$BeSO_4$	42.75	34000 *	21.5	17000	—21.61	4.231
	$MgSO_4$	47.00	278210	21.9	26802	—22.945	4.428
	$CaSO_4$	50.00	82700 *	25.5	41350	—22.675	4.606

Таблица 3 (*продолжение*)

Радикал	Соединение	η, %	$-\Delta G°$, кал./моль	$S°$, э. е.	$-G^m$, кал./моль	S^m, э. е.	$\lg[-G^m]$
$[SO_4]^{-2}$ (сульфаты)	$SrSO_4$	50.75	319810	29.1	47002	—22.625	4.673
	$BaSO_4$	52.50	108600 *	31.6	54300	—23.275	4.735
	$Al_2(SO_4)_3$	31.00	738990	57.2	23838	—34.782	4.378
	$In_2(SO_4)_3$	30.75	612250	67.1	36548	—36.488	4.562
	Tl_2SO_4	42.00	198406	58.2	38693	—13.475	4.587
	$SnSO_4$	39.50	346800	37.1	98390	—18.775	4.993
	$PbSO_4$	41.25	194500	35.51	36037	—26.67	4.556
	$ZnSO_4$	39.0	208310	29.8	21850	—20.99	4.342
	$CdSO_4$	43.0	53680 *	31.3	26840	—21.575	4.429
	$HgSO_4$	34.5	141000	32.6	19685	—22.975	4.294
	$MnSO_4$	44.0	228480	26.8	23620	—24.41	4.374
	$FeSO_4$	39.5	198300	27.6	24840	—24.135	4.396
	$CoSO_4$	38.25	180100	27.1	20076	—23.455	4.301
	$NiSO_4$	38.25	184900	18.6	22903	—25.915	4.360
$[NO_3]^{-1}$ (нитраты) ***	$LiNO_3$ ***	43.00	39100*	—	39100	—	4.592
	$NaNO_3$	44.00	56900*	—	56900	—	4.755
	KNO_3	45.50	69500*	—	69500	—	4.842
	$RbNO_3$	45.50	72600*	—	72600	—	4.861
	$CsNO_3$	46.50	75100 *	—	75100	—	4.876
	$AgNO_3$	35.50	21000 *	—	21000	—	4.322
	$Cu(NO_3)_2$	29.50	25000 *	—	12500	—	4.097
	$Mg(NO_3)_2$	39.0	33800 *	—	16900	—	4.228
	$Ca(NO_3)_2$	42.0	62100 *	—	31050	—	4.493
	$Sr(NO_3)_2$	42.75	81300 *	—	40650	—	4.610
	$Ba(NO_3)_2$	44.50	93000 *	—	46500	—	4.668
	$Ra(NO_3)_2$	43.00	101000 *	—	50500	—	4.704
	$Zn(NO_3)_2$	31.0	21000 *	—	10500	—	4.021
	$Cd(NO_3)_2$	35.0	36000 *	—	18000	—	4.255
	$Co(NO_3)_2$	30.25	34000 *	—	17000	—	4.231
	$Ni(NO_3)_2$	30.25	33000 *	—	16500	—	4.218

Таблица 3 (*продолжение*)

Радикал	Соединение	η, %	$-\Delta G°$, кал./моль	$S°$, э. е.	$-G^m$, кал./моль	S^m, э. е.	$\lg[-G^m]$
$[OH]^{-1}$ (гидраты)	LiOH	60.5	10203*	9.7	10203	—3.14	4.109
	NaOH	61.5	90100	12.5	16675	—4.85	4.222
	KOH	63.0	89500	14.2	22669	— 5.405	4.356
	RbOH	63.0	87100	16.9	24006	— 4.555	4.380
	CsOH	64.0	84796	18.6	23652	— 4.555	4.374
	α—$Be(OH)_2$	52.25	195650	12.6	1420	— 3.74	3.153
	$Mg(OH)_2$	56.50	199458	15.09	3342	— 4.03	3.524
	$Ca(OH)_2$	59.50	214673	19.93	6816	— 3.14	3.834
	$Sr(OH)_2$	60.25	207800	21.0	6914	— 4.355	3.840
	$Ba(OH)_2$	62.00	204700	22.7	8009	— 5.405	3.903
	$Zn(OH)_2$	48.5	136590	19.9	1406	— 3.62	3.147
	$Cd(OH)_2$	52.5	112460	22.8	741	— 3.505	2.870
	$B(OH)_3$	40.75	230200	21.41	1402	— 5.052	3.147
	$Al(OH)_3$	45.75	275150	16.75	538	— 7.2	2.731
	$Sb(OH)_3$	—	308700	—	74709	—	4.883
	$Mn(OH)_2$	53.5	145897	24.3	1244	— 3.34	3.095
	$Fe(OH)_2$	49.0	115640	19.1	146	— 5.90	2.164
	$Co(OH)_2$	47.75	109000	19.6	442	— 4.88	2.652
	$Pt(OH)_2$	39.5	68200	26.5	256	—	2.408
$[Al_2O_4]^{-2}$ (алюминаты)	$MgAl_2O_4$	68.0	52296	19.26	4396	0.32	3.644
	$CaAl_2O_4$	71.0	527934	27.3	2750	2.81	3.440
	$SrAL_2O_4$	71.75	549510	25.6	17072	0.21	4.232
	$BaAl_2O_4$	73.5	25700 *	15.58	12850	— 6.7	4.110
	$Na_2Al_2O_4$	73.0	42900 *	33.73	21450	1.78	4.332
	$FeAl_2O_4$	60.5	9500 *	25.4	4750	— 0.65	3.677

* Из окислов.
** Данные из табл. 4.
*** Термодинамические константы нитратов заимствованы из работы В. А Кирсева (1964).

Проведя теоретический анализ возможных электронных структур силикатов, Рамберг (1952) установил следующее правило: ковалентная связь Si—O тем сильнее, чем выше ионность связи Me—O в цепи Me—O—Si. Используя это правило, можно сравнить степень ионности—ковалентности связей в тетраэдре любого силиката по формуле смешения: [3]

$$\bar{\eta}_{[Si-O]-Me} = X_{MeO}\eta_{MeO} + (1 - X_{MeO})\eta_{SiO_2}. \qquad (10)$$

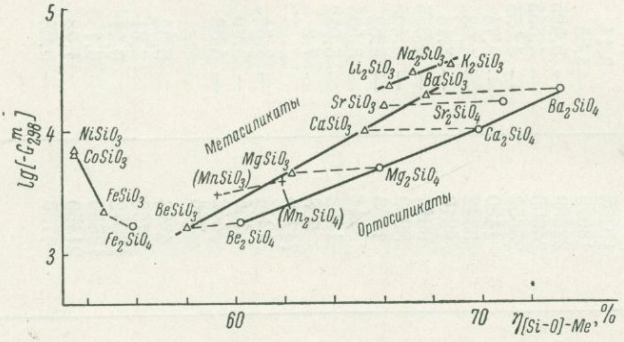


Рис. 7. Корреляционные соотношения между энергией смешения и ионностью связи Me—O и Si—O при 298° K. Видно, что радикал $[SiO_3]^{2-}$ обладает более ковалентными связями, чем $[SiO_4]^{4-}$.

Чем меньше $\bar{\eta}_{[Si-O-Me]}$, тем более высокой эффективной электроотрицательностью обладает кислород и тем сильнее кислота, анионный остаток которой входит в данный силикат. В табл. 2 даны значения $\bar{\eta}$ для силикатов, рассчитанные по уравнению (10). На рис. 7 видно, что все ортосиликаты

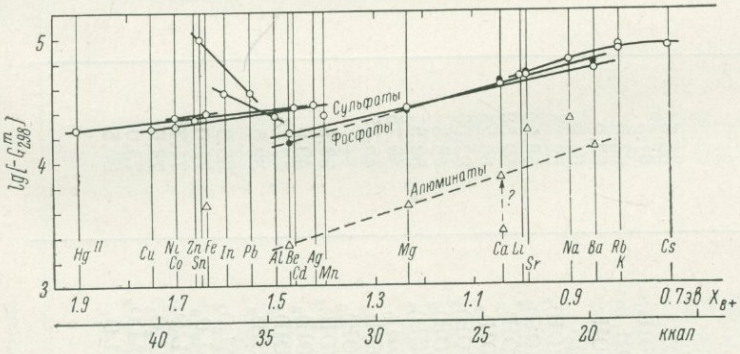


Рис. 8. Корреляция энергии смешения lg $[-G^m_{298}]$ с электроотрицательностью катионов в солях алюминиевой, фосфорной и серной кислоты.

смещены вправо от метасиликатов одних и тех же металлов. Следовательно, метакремневая кислота более сильная, чем ортокремневая.

А л ю м и н а т ы, ф о с ф а т ы и с у л ь ф а т ы. Во всех этих солях металлоиды (А), как и кремний в силикатах, относятся к третьему периоду периодической системы. Термодинамические функции смешения для них рассчитаны в табл. 3, а соотношения этих функций с электро-

[3] Для SiO_2 η=51.5%. В последующих расчетах будут использоваться формулы, аналогичные (10). Степень ионности в некоторых других окислах следующая: Fe_2O_3 — 51.5, CO_2 — 21, SO_3 — 21, TiO_2 — 59, NO_3 — 5%.

отрицательностью катионов представлены на рис. 8. К сожалению, число термохимических данных для каждого класса солей несопоставимо, но все же можно сделать некоторые общие выводы: 1) сравнительная основность минералов одного класса возрастает с увеличением атомных номеров катионов, принадлежащих к любой подгруппе «а» периодической системы; 2) $[-G^m]$ — энергия смешения окислов в сульфатах — возрастает с ростом электроотрицательности катионов лишь для IIIб и IVб подгрупп; для всех остальных подгрупп связь обратная; 3) вывод ряда сравнительной кислотности—основности солей в пределах каждого класса возможен, используя принцип возрастания $[-G^m]$ со снижением X_B.

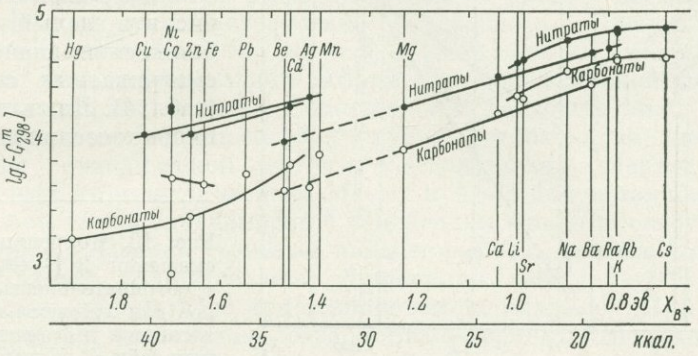


Рис. 9. Корреляция энергии смешения lg $[-G^m_{298}]$ с электроотрицательностью катионов в солях угольной и азотной кислоты.

К а р б о н а т ы и н и т р а т ы. По центральному атому (металлоиду) эти соединения принадлежат ко второму периоду системы Менделеева. Физико-химическая характеристика минералов приведена в табл. 3 и на рис. 9. Из рис. 9 легко вывести ряды сравнительной основности минералов как в классе карбонатов, так и нитратов. Например, для карбонатов находим такой ряд:

$$HgCO_3—ZnCO_3—BeCO_3—Ag_2CO_3—MgCO_3—CaCO_3—SrCO_3—BaCO_3—Rb_2CO_3.$$

В. А. Киреев [1964] произвел очень приближенный расчет $G^m BeCO_3$, получил положительное значение и пришел к заключению, что $BeCO_3$

Т а б л и ц а 4

Изобарные потенциалы образования из элементов некоторых соединений (ΔG^0_{298}), рассчитанные путем экстраполяции величин lg $[-G^m_{298}]$ по рис. 5, 8, 9, 10

Соединение	lg $[-G^m_{298}]$	$-G^m_{298}$, кал./моль	$-G^\circ_{298}$, кал. моль	η, %
$BeSiO_3$	3.235	1715	344202	58.0
$CoSiO_3$	3.82	6600	269274	53.50
$CaAl_2O_4$	3.87 (?)	7400	537234	71.00
$BeAl_2O_4$	3.34	2930	520063	63.75
$Be_3(PO_4)_2$	4.16	14450	788563	58.875
$Sr_3(PO_4)_2$	4.69	49000	930255	71.00
$BeCO_3$	3.565	3670	237726	42.75
$Be(NO_3)_2$	3.96	9120	182547	34.75
$BeTiO_3$	2.84	691	350129	61.75
$BeFe_2O_4$	1.4	25	313899	58.00
$BaFe_2O_4$	5.04	109400	528522	67.75
$SrFe_2O_4$	4.260 (?)	18200	351413	66.00

неустойчив. Однако на рис. 9 и 12 видно, что карбонат Be вполне устойчив и имеет $G^m \approx -3670$ кал./моль (табл. 4).

Титанаты, хромиты, хроматы и ферриты. Центральные атомы (металлоиды) в этих соединениях входят в четвертый ряд таблицы Менделеева. На рис. 10 четко намечается линейная корреляция между lg $[-G^m_{298}]$ и электроотрицательностью катионов из определенных подгрупп. Это дало возможность вычислить целый ряд приближенных значений рассматриваемых соединений (табл. 4). Лишь для стронциевых соединений вводи-

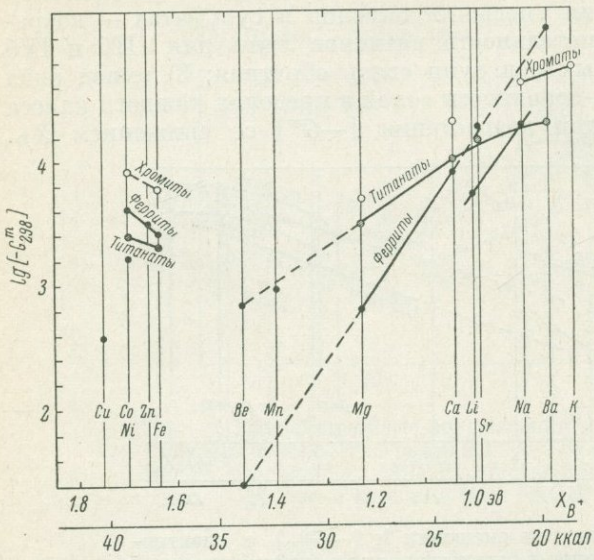


Рис. 10. Корреляция энергии смешения lg $[-G^m_{298}]$ с электроотрицательностью катионов для хромитов и хроматов, титанатов и ферритов (по данным табл. 3). Пунктиром намечена экстраполяция.

лась усредненная поправка lg $[-G^m_{298}]$ на $+0.1$ за счет однозначного отклонения точек от рассматриваемой аддитивной зависимости в силикатах, карбонатах, сульфатах и т. п. На рис. 10 видны три особен-

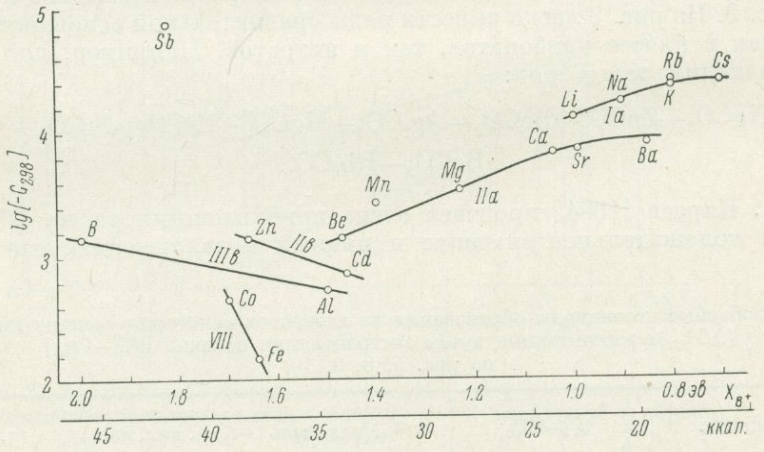


Рис. 11. Корреляция энергии смешения lg $[-G^m_{298}]$ с электроотрицательностью катионов для гидратов (по данным табл. 3).

ности: 1) ферриты щелочей обладают меньшими $-G^m_{298}$, чем ферриты Ba и отчасти Ca; 2) производная $\partial \lg [-G^m_{298}]/\partial X_{Me}$ возрастает от титанатов к ферритам, т. е. с ростом атомного номера центрального атома A в соединении MeAO; 3) ряды сравнительной кислотности—основности и минералов можно вывести в пределах лишь групп Ia и IIa. Они окажутся обычными, как и в других соединениях.

Гидраты — соли «нейтральной кислоты» H_2O. Энергии смешения в них должны быть ниже, чем в силикатах. Это отчет-

ливо видно при анализе данных в табл. 2 и 3. С помощью рис. 11 легко вывести любые возможные ряды возрастающей основности гидратов при сохранении условия $\partial \lg [-G^m_{298}]/\partial X_{Me}$. На рис. 11 видно, что для гидратов не выполняется условие аддитивности между этими переменными.

Итак, мы сравнили различные энергетические показатели химической связи и кислотно-основных свойств окислов и их соединений. Причем характеристика производилась для определенных классов соединений (силикаты, сульфаты и т. д.), изменение химизма которых определялось исключительно катионным составом. Но если потенциалы ионизации или электроотрицательность дают нам однозначную и универсальную характеристику сравнительных кислотно-основных свойств элементов, то для соединений такая характеристика неоднозначна. Энергия смешения окислов в соединениях, так же как и константы их диссоциации, сама по себе не дает универсальной информации сравнительной кислотности—основности солей и окислов. Сопоставление возможно лишь для определенных окислов и классов солей, катионы в которых принадлежат к одной подгруппе периодической системы. Следовательно, энергия взаимодействия между атомами в звеньях Me—O и A—O для металлов одной подгруппы изменяется закономерно с изменением кислотно-основных свойств этих металлов. Однако судить об изменениях этих свойств у солей можно лишь в случае положительной корреляции между $[-G^m]$ и электроотрицательностью катиона при одинаковом радикале AO. При отрицательной корреляции мы получаем информацию о термодинамической прочности химической связи Me—O в звене Me—O—A.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ «СИЛЫ» АНИОНОВ В СОЛЯХ И ВЛИЯНИЕ НА НЕЕ ОСНОВНОСТИ КАТИОНА

Наиболее полные данные у нас имеются для солей металлов подгруппы IIa. Рассмотрим корреляционные соотношения между энергиями смешения различных классов солей. На рис. 12 отчетливо видна последо-

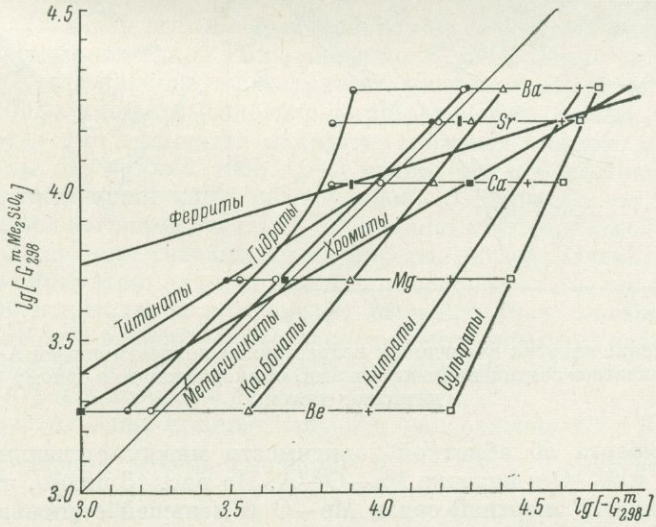


Рис. 12. Корреляционные соотношения между свободными энергиями смешения окислов в солях различных химических классов.

вательность возрастания $[-G^m]$ от силикатов к сульфатам. В общем случае такая последовательность хорошо согласуется с данными по константам диссоциации соответствующих кислот. Однако с переходом

к сложным окислам (начиная с титанатов) зависимости резко усложняются и сопоставлять их с солями кислот, кислородный радикал в которых образован элементами длинных рядов периодической системы (4—6 периоды), невозможно, даже если катионы принадлежат одной подгруппе. Это отчетливо видно на рис. 12, где в качестве примера нанесены корреляции

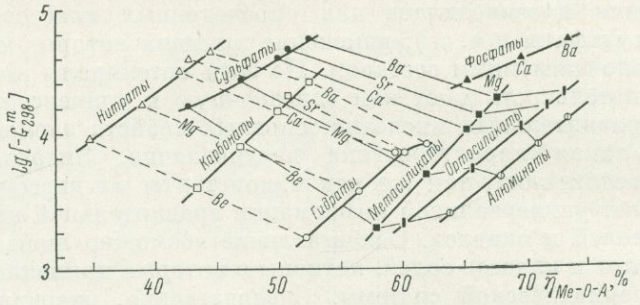


Рис. 13. Корреляционные соотношения между энергией смешения окислов и степенью ионности связей Me—O и A—O для некоторых классов солей металлов IIa подгруппы периодической системы.

логарифмов энергий смешения ортосиликатов с теми же функциями для хромитов и ферритов.

На примере орто- и метасиликатов мы убедились, что определение сравнительной силы кислот по их солям эффективно производить с помощью диаграмм $\lg\,[-G^m_{298}]-\bar{\eta}$ (рис. 7). В основе этого определения лежит

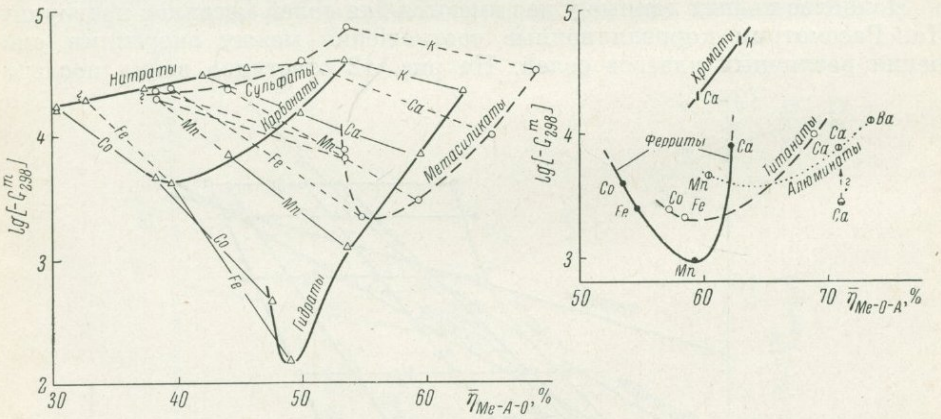


Рис. 14. Изменение энергии смешения с возрастанием ионности связей A—O и Me—O для некоторых классов соединений с катионами, принадлежащими одному ряду периодической системы.

принцип Рамберга об обратной зависимости между степенью ионности связи Me—O и A—O в цепочке Me—O—A. На рис. 13 видно, что нитраты обладают большей энергией связи Me—O и меньшей степенью ионности в звене A—O, чем карбонаты и гидраты. Можно предположить, что $\bar{\eta}_{AO}$ для нитратов должна быть ниже, чем для боратов (данные по ΔG^0_{298} боратов отсутствуют). Действительно, в той же последовательности нарастает сила кислот: H_2O—HBO_2—H_2CO_3—HNO_3. Все центральные атомы в формулах этих кислот принадлежат первым двум рядам таблицы Менделеева. Более сложные соотношения устанавливаются для кислот с центральными атомами из третьего ряда. Судя по солям — сульфатам, метасили-

катам ортосиликатам и алюмосиликатам, сила кислот возрастает в последовательности $HAlO_2$—H_4SiO_4—H_2SiO_3—H_2SO_4, что соответствует возрастанию констант их диссоциации. Но нерегулярные соотношения обнаружились для фосфатов. Они обладают наибольшими энергиями смешения и степенями ионности связей в звеньях А—О. Это противоречит принципу Рамберга. Удовлетворительного объяснения такому явлению пока нет.

Проследим влияние основности катиона на взаимосвязь энергии смешения и степень ионности связи в звеньях А—О и Ме—О. Наилучшим образом это проявляется в пределах рядов периодической системы. На рис. 14 видно, что для солей сильных кислот — серной и азотной — с ростом энергии смешения lg $[-G^m]$ возрастает и степень ионности связи в звене Ме—О. С переходом к солям более слабых кислот в этой зависимости появляется минимум. Это значит, что термодинамическая прочность связи в звене Ме—О возрастает с увеличением не только степени ее ионности, но и ковалентности. Как видно на рис. 14, значительное влияние на этот эффект оказывает сила кислоты: в солях сильных кислот наблюдается исключительно ионное упрочение связи Ме—О. В то же время у солей сильных кислот связи А—О наиболее ковалентные, а свободные энергии смешения окислов по абсолютной величине наибольшие. На рис. 14 легко заметить, что рост силы кислотного остатка солей металлов четвертого ряда согласуется с данными рис. 13, т. е. возрастание $[-G^m_{298}]$ со снижением $\bar{\eta}$ закономерно лишь в случае принадлежности атомов А к одному ряду периодической системы.

Анализ сравнительной кислотности—основности окислов и солей, а также степени ионности связей между атомами производился нами для условий 298° К и 1 атм. Между тем изменение T и P может привести к изменению характеристик прочности и степени ионности связей в различных звеньях цепочки А—О—Ме. Влияние температуры на энергию смешения определяется энтропией смешения $\left(\frac{\partial G^m}{\partial T}\right)_P = -S^m$. Ее значения даны в табл. 2 и 3 для всех классов соединений. С ростом T энергия должна измениться тем больше, чем выше значение S^m_{298}. Особенно сильно должна измениться G^m для карбонатов, нитратов, сульфатов, фосфатов и гидратов, в состав которых входят высокоэнтропийные газовые окислы (табл. 2 и 3). В то же время для силикатов и других сложных окислов величины S^m незначительны. Из данных табл. 2—3 видно, что в большинстве случаев S^m для этих соединений имеет разные знаки. Это значит, что экспериментальные данные неточные, так как G^m должно увеличиваться с ростом T вплоть до разложения соединений на простые окислы. Очень малые величины S^m для силикатов, алюминатов и т. п. говорят о том, что температура оказывает незначительное влияние на относительное соотношение энергий связи. Однако относительное расположение рядов на рис. 5—14 при высоких температурах может существенно измениться. Это самостоятельная задача и рассматривать ее здесь не будем.

Менее существенно влияние давления на величину G^m. Это видно из небольших значений объема смешения $V^m = \left(\frac{\partial G^m}{\partial P}\right)_T$ у силикатов (табл. 2) и других соединений.

ВЫВОДЫ

1. Понятие «сравнительная кислотность—основность» может быть распространено лишь на соединения одного класса (окислы, гидраты, соли одинаковых кислот) при условии, что абсолютная величина энергии смешения (элементов, окислов или других однотипных простых соединений) возрастает сопряженно со степенью ионности связей.

2. Единой шкалы сравнительной кислотности—основности соединений (минералов) на основе энергий смешения окислов создать невозможно. Оценка может вестись лишь в пределах подгрупп, отчасти рядов элементов периодической системы, если эти элементы образуют соли одной и той же кислоты. Возможно также сопоставление на количественной основе солей одних и тех же катионов разных кислот, но в случае принадлежности металлоидов к одному ряду в периодической системе.

3. В зависимости от силы кислотного остатка энергия (термодинамическая прочность) химических связей в соединениях MeAO (в данной статье — величина энергии смешения) по-разному изменяется со степенью ионности связей в звене Me—O. Для солей сильных кислот — сульфатов и нитратов — с катионами из любого ряда периодической системы энергия $[-G^m_{298}]$ и ионность связей возрастают сопряженно. Для солей слабых кислот (орто- и метасиликаты, титанаты, карбонаты, ферриты, хромиты и т. д.) наблюдаются минимумы G^m в диапазоне 40—60% ионности связи в звене Me—O.

Некоторые из найденных здесь зависимостей в общем случае описываются теориями Полинга и Рамберга. Однако можно согласиться с мнением В. А. Киреева (1964), что бóльшую часть из них «. . .для каждой из подгрупп периодической системы можно было бы предвидеть в качественной форме, исходя из общих закономерностей периодической системы» (стр. 1885). Вместе с тем проведенный анализ позволил выявить ряд новых закономерностей (например, экстремальные зависимости G^m от $\bar{\eta}$), имеющих важное значение при оценке сравнительной кислотности—основности минералов. Кроме того, удалось выявить критерии, без которых невозможна эта оценка вообще. К некоторым из изложенных здесь выводов независимо от нас пришли А. А. Маракушев и Н. И. Безмен (1972).

ЛИТЕРАТУРА

Бабушкин В. И., Г. М. Матвеев, О. П. Мчедлов-Петросян. 1965. Термодинамика силикатов. Изд. 2-е, Стройиздат, М.

Верятин У. Д., В. П. Маширев, Н. Г. Рябцев, В. И. Тарасов, Б. Д. Рогозкин, И. В. Коробов. 1965. Термодинамические свойства неорганических веществ (справочник). Атомиздат, М.

Дей К., Д. Селбин. 1969. Теоретическая неорганическая химия. Изд. «Химия», М.

Гаррелс Р. М., К. Л. Крайст. 1968. Растворы, минералы, равновесия. Изд. «Мир».

Жариков В. А. 1960. Условия образования скарновых руд. В кн.: Генетические проблемы руд, Докл. сов. геол. к XXI сессии МГК, Проблема 16, Госгеолтехиздат, М.

Жариков В. А. 1967. Кислотно-основные характеристики минералов. Геология рудных месторождений, № 5.

Карапетьянц М. Х., М. Л. Карапетьянц. 1968. Основные термохимические константы неорганических и органических веществ. Изд. «Химия», М.

Краткий справочник по химии. 1965. Изд. «Наукова Думка», Киев.

Карпов И. К., С. А. Кашик, В. Д. Пампура. 1968. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. Изд. «Наука», М.

Киреев В. А. 1964. О кислотно-основных свойствах окислов. Физическая химия, т. 38, вып. 8, с. 1881—1894.

Коржинский Д. С. 1956. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. Геохимия, № 7.

Коржинский Д. С. 1959. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. Докл. АН СССР, т. 128, № 2.

Коржинский Д. С. 1963. Гипотеза опережающей волны кислотности в постмагматических растворах. Тр. конф.: Проблемы постмагм. рудообр., т. I, Прага.

Коржинский Д. С. 1969. Теория метасоматической зональности. Изд. «Наука», М.

Коржинский Д. С. 1965. Общие закономерности постмагматических процессов. Тр. конф.: Пробл. постмагм. рудообр., т. II, Прага.

Маракушев А. А. 1970. Теплоемкость, энтропия и химическая связь в минералах. В кн.: Очерки физико-химической петрологии, изд. «Наука», М.
Маракушев А. А., Н. И. Безмен. 1972. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. Изд. «Наука» (в печати).
Маракушев А. А., И. А. Тарарин, Б. Л. Залищак. 1966. Минеральные фации кислотности—щелочности гранитоидов, бедных кальцием. В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность, изд. «Наука», М.
Перчук Л. Л. 1964. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алтая. Изд. «Наука», М.
Полинг Л. 1947. Природа химической связи. Изд. ИЛ., М.
Полинг Л. 1964. Общая химия. Изд. «Мир», М.
Соболев В. С. 1949. Введение в минералогию силикатов. Изд. ЛГУ, г. Львов.

Flood H., T. Förland. 1947. The Acidic and Basic Properties of Oxides. Acta Chem. Scand., v. 1, № 6.
Flood H., T. Förland, B. Roald. 1947. Acidic and basic properties of oxides: III. Relative acid-base strengths of some polyacids. Acta Chem. Scand., v. 1, № 9.
Fyfe W. S. Geochemistry of solids. An introduction. McGraw-Hill Book Company, N. Y.
Ramberg H. 1952. Chemical bonds and distribution of cations in silicates. J. Geol., v. 60, № 4.
Robie R. A., D. R. Waldbaum. 1968. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15° K and one atmosphere (1.013 bars) pressure and at higher temperatures. U. S. Goverment Printing Office, Washington.
Handbook of Chemistry and physics 45th edition 1964—1965. Published by the chemical Rubber Co. 2310 Superior Avenue N. E. Cleveland, Ohio.

В. В. Доливо-Добровольский

О НЕКОТОРЫХ ПРИМЕНЕНИЯХ ГРАФОВ В ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ

Диаграммы, изображающие фазовые равновесия в различных физико-химических системах и зависимость этих равновесий от состава («диаграммы состояния», диаграммы состав—парагенезис и т. п.), являются достаточно наглядными в тех случаях, когда число независимых компонентов системы не превышает трех. Уже в системах из четырех компонентов для изображения составов обычным методом барицентрических координат приходится прибегать к трехмерным пространственным моделям, а системы с большим числом компонентов требуют использования моделей в многомерном пространстве.

Многие важные особенности фазовых равновесий в многокомпонентных системах могут быть достаточно наглядно представлены и без построения диаграмм, геометрически отображающих состав системы. Целый ряд взаимоотношений между различными состояниями равновесия в многокомпонентных системах может быть отображен с помощью графов. Под графом понимается фигура, состоящая из совокупности точек или вершин графа и совокупности линий или ребер графа, соединяющих его различные вершины. С помощью графов могут быть наглядно представлены определенные отношения, существующие между объектами, являющимися элементами некоторого множества, причем природа этих объектов и отношений между ними может быть самой разнообразной. Каждому объекту из рассматриваемого множества ставится в соответствие определенная вершина графа, и если между двумя объектами существует отношение, отображаемое этим графом, соответствующие вершины соединяются ребром (такие вершины графа называются смежными).

Отметим, что расположение вершин графа на плоскости чертежа, равно как и форма соединяющих их ребер, не играет существенной роли. Поэтому два графа G_1 и G_2 (имеющие одно и то же количество вершин),

вершины которых можно поставить в соответствие друг другу таким образом, чтобы для любых двух вершин графа G_1 (скажем, вершин A_1 и B_1), соединенных ребром, соответствующие им вершины графа G_2 (вершины A_2 и B_2) тоже были соединены ребром, и обратно, будут эквивалентны между собой или изоморфны.

Теория графов рассматривается часто как одна из ветвей топологии. Вместе с тем сейчас в связи со все расширяющимися применениями в в различных областях науки и техники теория графов выделилась в самостоятельную математическую дисциплину. На русском языке по теории графов опубликованы монографии Бержа (1962), Зыкова (1969), Оре (1968); см. также популярную книгу Оре (1965) и работу Харари (1968).

Впервые геометрический анализ диаграмм фазового равновесия был проведен создателем физико-химического анализа Н. С. Курнаковым (1921, 1925, 1932), заложившим основы топологии равновесных диаграмм. В работах Н. С. Курнакова впервые встречается термин «граф» в приложении к физико-химическим диаграммам, однако не совсем в том значении, которое придается этому термину в настоящее время. Н. С. Курнаков рассматривал не графы как абстрактные схемы, а топологические свойства самих диаграмм фазовых равновесий.

Пока изучались более простые системы из двух и трех компонентов, для отображения фазовых равновесий не было особой нужды прибегать к помощи графов. Положение изменилось, когда экспериментальному изучению начали подвергаться более сложные системы из четырех компонентов — изображение фазовых равновесий в них с помощью проекций пространственных моделей нередко оказывается недостаточно наглядным и, кроме того, требует весьма детального изучения системы. Между тем применение графов позволяет с необходимой наглядностью изобразить и те основные особенности фазовых равновесий, которые могут в значительной мере быть выявлены уже на стадии предварительного изучения системы.

По-видимому, первым примером использования графа для изображения фазовых равновесий в четверной системе можно считать диаграмму (рис. 1), показывающую взаимоотношения между моновариантными кривыми и инвариантными точками в системе $CaO—FeO—Al_2O_3—SiO_2$, изученной Шерером (Schairer, 1942). Позже аналогичные диаграммы использовались для изображения подобных же взаимоотношений и в других изученных четверных системах, например в системах $K_2O—MgO—Al_2O_3—SiO_2$ (Schairer, 1954), $CaO—MgO—Al_2O_3—SiO_2$ (Chinner, Schairer, 1962), $Na_2O—Al_2O_3—Fe_2O_3—SiO_2$ (Bailey, Schairer, 1966), $NaAlSiO_4—Mg_2SiO_4—Ca_2SiO_4—SiO_2$ (Schairer, 1967) и др. Хотя авторы и не называли такие диаграммы графами, но по существу это именно графы. Их можно назвать «кристаллизационными графами».

На примере кристаллизационного графа для системы $CaO—FeO—Al_2O_3—SiO_2$ (рис. 1) можно ознакомиться с главнейшими особенностями кристаллизационных графов вообще. Вершины кристаллизационного графа соответствуют состояниям инвариантного равновесия — инвариантным точкам системы. Выделяются три группы вершин кристаллизационного графа, которые для наглядности на рис. 1 обозначены по-разному. Первая группа вершин (*крупные кружки*) соответствует инвариантным точкам, отвечающим в четверной конденсированной системе (при $P = \text{const} = 1$ атм.) равновесиям расплава с четырьмя кристаллическими фазами. Вторая группа вершин (*мелкие кружки*) соответствует инвариантным точкам тройных краевых систем, в которых расплав находится в равновесии с тремя кристаллическими фазами. Наконец, третья группа вершин (*крестики*) соответствует инвариантным равновесиям в тернарных сечениях четверной системы (т. е. точкам Ван-Рейна на моновариантных кри-

вых), а также любым экстремальным равновесиям на моновариантных кривых (точкам максимума или минимума температуры). Каждой вершине кристаллизационного графа соответствует, таким образом, своя вполне определенная (при данном давлении) температура, а также свой вполне определенный состав расплава.

Ребра кристаллизационного графа соответствуют моновариантным равновесиям (в рассматриваемом случае четверной системы — равновесиям расплава с тремя кристаллическими фазами). Ребра кристаллизационного графа являются ориентированными,[1] имеющими определенное направление, указываемое на чертеже стрелкой. Направление ориенти-

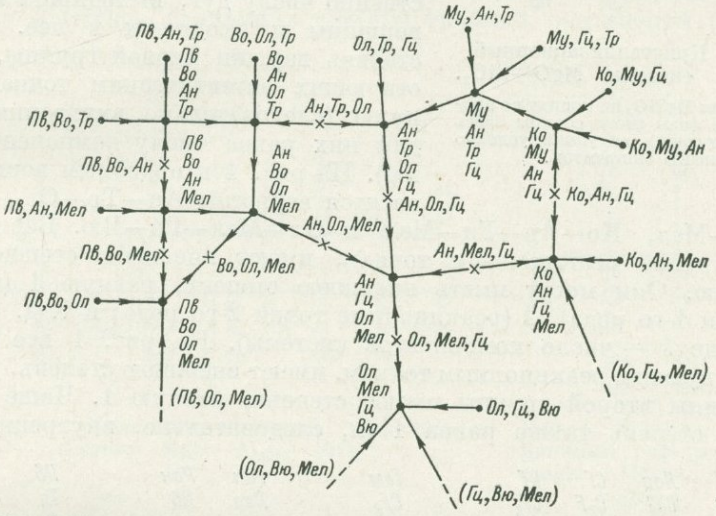


Рис. 1. Кристаллизационный граф для части системы CaO—FeO—Al_2O_3—SiO_2, по Шереру (Schairer, 1942).
Условные обозначения минералов см. в примечании к табл. 1.

ровки ребер такого графа соответствует направлению понижения температуры, иначе говоря, той вершине, из которой какое-либо ребро выходит, соответствует всегда более высокая температура по сравнению с вершиной, в которую это ребро заходит. Таким образом, кристаллизационный граф является в общем случае примером ориентированного графа (орграфа по Зыкову, 1969). Исключение представляют кристаллизационные графы, содержащие такие ребра, которым соответствуют равновесия, включающие в качестве двух кристаллических фаз две полиморфные модификации, имеющие тождественный химический состав. Обе вершины, смежные с подобным ребром, также соответствуют равновесиям, включающим эти полиморфные модификации, и потому им отвечают одинаковые температуры. Граф, содержащий наряду с ориентированными ребрами также и неориентированные, называют смешанным графом. Во многих случаях, например при анализе возможных путей кристаллизации, можно ради простоты исключить из рассмотрения равновесия с участием полиморфных модификаций тождественного состава, чтобы кристаллизационный граф не имел неориентированных ребер.

Кристаллизационный граф, изображенный на рис. 1, не имеет неориентированных ребер, несмотря на наличие нескольких вершин, которым отвечают равновесия, включающие волластонит и псевдоволластонит. Это связано с тем, что волластонит и псевдоволластонит имеют тождественный

[1] Ориентированные ребра в теории графов иногда называют дугами.

состав лишь в краевой безжелезистой системе $CaO—Al_2O_3—SiO_2$, в четверной же системе $CaO—FeO—Al_2O_3—SiO_2$ эти фазы содержат различные количества изоморфной примеси железистого компонента.

Перечисленные выше три группы вершин кристаллизационного графа отличаются по своей степени, т. е. по количеству смежных с данной вершиной ребер. Вершины первой группы имеют степень, равную числу компонентов системы (в рассматриваемом случае 4). В графах с ориентированными ребрами (дугами) кроме степени различают еще внешнюю и внутреннюю степени вершины, которые равны соответственно числу дуг, выходящих из данной вершины и входящих в нее. Внешняя степень вершин первой группы, соответствующих эвтектическим точкам, равна нулю (следовательно, внутренняя степень для них равна числу компонентов системы). На рис. 1 к подобным вершинам относятся вершины Ан—Тр—Ол—Гц, Ан—Гц—Ол—Мел, Ко—Ан—Гц—Мел и Ол—Мел—Гц—Вю. Вершины, соответствующие реакционным точкам, имеют внешнюю степень, неравную нулю. Они могут иметь внешнюю степень, равную 1 (реакционные точки 1-го рода), 2 (реакционные точки 2-го рода) и т. д. вплоть до $k-1$ (где k — число компонентов системы). На рис. 1 все вершины, соответствующие реакционным точкам, имеют внешнюю степень, равную 1.

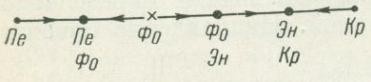


Рис. 2. Кристаллизационный граф для системы $MgO—SiO_2$.

Полиморфизм $MgSiO_3$ не принят во внимание и все фазы этого состава здесь и на последующих рисунках условно названы энстатитом.

Вершины второй группы имеют степень, равную 1. Чаще всего их внешняя степень также равна 1 (и, следовательно, внутренняя равна

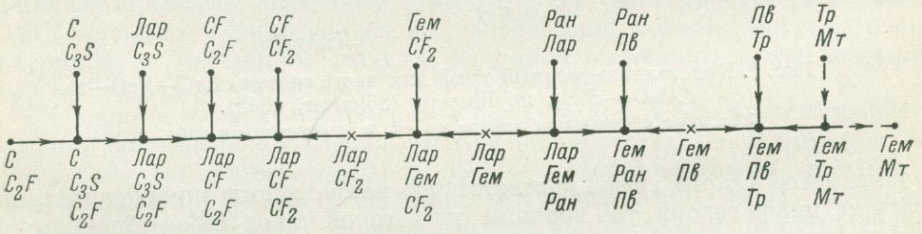


Рис. 3. Кристаллизационный граф для системы $CaO—Fe_2O_3—SiO_2$.

Полиморфизм Ca_2SiO_4 не принят во внимание и фаза этого состава условно названа ларнитом.

нулю), но в системах с твердыми растворами внешняя степень таких вершин может быть равна и нулю (а внутренняя — 1).

Вершины третьей группы имеют всегда степень, равную 2, причем либо внутренняя, либо внешняя степень для них равна 0. Для точек Ван-Рейна (и точек максимума на моновариантных кривых) внутренняя степень равна 0, а внешняя — 2; для точек минимума на моновариантных кривых, наоборот, внутренняя степень равна 2, а внешняя — 0. На рис. 1 большинство точек третьей группы имеет внутреннюю степень, равную 0, за исключением точки, соответствующей температурному минимуму на моновариантной кривой Во—Ол—Мел, для которой внутренняя степень равна 2.

Кристаллизационый граф, изображенный на рис. 1, построен не для всей системы $CaO—FeO—Al_2O_3—SiO_2$, а лишь для некоторой ее части, притом на основании предварительного ее изучения, так что некоторые равновесия (в частности, включающие в качестве кристаллической фазы железистый кордиерит $Fe_2Al_4Si_5O_{18}$) на нем не отражены.

Сложность строения кристаллизационного графа тесно связана с числом компонентов и числом промежуточных химических соединений.

Кристаллизационный граф двухкомпонентной системы представляет собой простую цепь, т. е. последовательность чередующихся вершин и ребер (рис. 2), в которой две крайние вершины (*мелкие кружки*) имеют степень 1, а все остальные степень 2

Для трехкомпонентной системы кристаллизационный граф в общем случае содержит вершины степени 3, соответствующие инвариантным равновесиям с участием трех кристаллических фаз (рис. 3—5). Кристаллизационный граф трехкомпонентной системы, в которой наблюдаются лишь бинарные соединения между компонентами, а тройные соединения отсутствуют, представляет собой, как правило, так называемое дерево, т. е. граф, не содержащий замкнутых циклов (рис. 3). Замкнутые циклы появляются в случае наличия в системе тройных соединений (например,

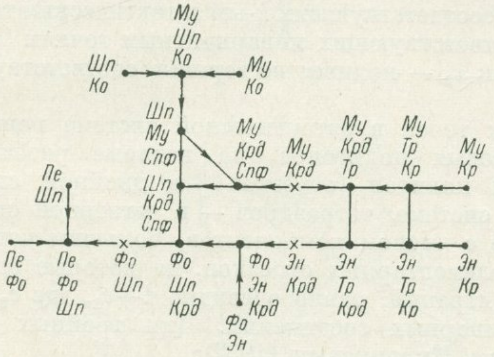


Рис. 4. Кристаллизационный граф для системы $MgO—Al_2O_3—SiO_2$.

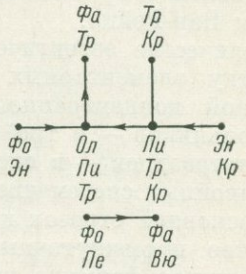


Рис. 5. Кристаллизационный граф для системы $MgO—FeO—SiO_2$

в системе $MgO—Al_2O_3—SiO_2$ кордиерит $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$ и сапфирин $Mg_4Al_{10}Si_2O_{23}$, см. рис. 4). Кроме того, замкнутые циклы могут иногда появиться при наличии нескольких полиморфных модификаций (например, цикл из трех ориентированных и одного неориентированного ребра; рис. 4) или при наличии промежуточного бинарного соединения, разлагающегося при нагревании при температуре ниже точки плавления.

Кристаллизационный граф системы, в которой не образуются твердые растворы и твердые фазы не дают полиморфных модификаций (или последние исключаются из рассмотрения), всегда связен, т. е. если не обращать внимания на ориентировку ребер, для любых двух вершин можно найти соединяющий их маршрут (последовательность смежных ребер и вершин). Если же имеющиеся в системе промежуточные соединения образуют между собой твердые растворы, кристаллизационный граф (при числе компонентов $k \geqslant 3$) может быть и несвязным, состоящим из нескольких отдельных компонент связности (рис. 5).

Среди связных кристаллизационных графов можно выделить класс кристаллизационных графов эвтектических систем, в которых все инвариантные точки являются эвтектическими точками (твердые растворы или отсутствуют, или ограничены, не влияя существенно на общий характер фазовых взаимоотношений). Такие эвтектические кристаллизационные графы являются примером так называемых графов Кенига. Граф Кенига характеризуется тем, что все множество его вершин можно так подразделить на два подмножества, чтобы никакие вершины одного и того же подмножества не были смежны. Множество вершин эвтектического кристаллизационного графа k-компонентной системы подразделяется на подмножество вершин первой группы (отвечающих k-ым эвтек-

тическим точкам) и подмножество вершин второй и третьей групп (отвечающих соответственно инвариантным точкам $(k-1)$-компонентных краевых систем и точкам Ван-Рейна), так что смежными являются лишь вершины, принадлежащие к разным подмножествам. Поэтому эвтектический кристаллизационный граф является бихроматическим графом, т. е. его вершины можно раскрасить в два цвета так, чтобы никакие две вершины одного цвета не были смежными.

Поскольку в кристаллизационном графе для k-компонентной системы степень вершин 1-й группы равна k, 2-й группы — 1, а 3-й группы — 2, число ребер r эвтектического кристаллизационного графа будет

$$r = kx_k = x_1 + 2x_2,$$

где x_k — количество вершин, соответствующих k-ым эвтектическим точкам; x_1 — количество вершин, соответствующих инвариантным точкам $(k-1)$-компонентных краевых систем; x_2 — количество вершин, соответствующих точкам Ван-Рейна.

Количество эвтектических точек в эвтектической системе равно количеству элементарных фазовых политопов, на которые разбивается основной концентрационный политоп (отрезков — в двойной системе, треугольников — в тройной системе, тетраэдров — в четверной системе, гипертетраэдров — в системе с числом компонентов, большим четырех). Для двойных систем число элементарных отрезков, на которые разбивается основной отрезок концентраций, равно очевидно $1+c_2$, где c_2 — количество промежуточных бинарных соединений. Для тройных систем аналогичная формула найдена Курнаковым (1932):

$$x_3 = 1 + c_2 + 2c_3,$$

где c_3 — количество тройных промежуточных соединений.

Имея в виду, что тройной системе соответствуют три краевых бинарных системы, для тройной эвтектической системы имеем

$$x_1 = 3 + c_2.$$

Откуда, используя предыдущие соотношения, легко получить

$$x_2 = c_2 + 3c_3,$$
$$r = 3 + 3c_2 + 6c_3.$$

Для четверных систем (и систем с большим числом компонентов) уже не существует функциональной зависимости между числом промежуточных соединений и числом элементарных политопов (Бережной, 1970), так что для многокомпонентной эвтектической системы с определенным числом различных промежуточных соединений возможны, вообще говоря, кристаллизационные графы с различным числом вершин и ребер.

Подробнее свойства кристаллизационных графов мы здесь рассматривать не будем.

При решении некоторых задач парагенетического анализа минеральных равновесий может оказаться целесообразным использование графов несколько иного типа, которые можно назвать парагенетическими графами. Вершины парагенетического графа k-компонентной системы соответствуют возможным k-фазным равновесиям в этой системе при некоторой постоянной температуре и постоянном давлении. Смежными (соединенными ребром) являются вершины, соответствующие равновесиям, для которых $k-1$ фаз являются общими. Иначе говоря, вершины парагенетического графа соответствуют элементарным политопам (симплексам), на которые разбивается основной политоп концентраций при данной температуре и давлении

(фазовым отрезкам — в двухкомпонентной системе, фазовым треугольникам — в трехкомпонентной и т. п.), причем смежным вершинам соответствуют смежные (имеющие общую (k — 1)-мерную грань) элементарные политопы.

При изучении двух- или трехкомпонентных систем обычно нет нужды прибегать к построению парагенетических графов, так как все отражаемые ими соотношения ясны из диаграммы состав—парагенезис, но уже для четверных систем диаграммы состав—парагенезис часто становятся малонаглядными. Вместе с тем с особенностями парагенетических графов целесообразно познакомиться сначала на примере более простой трехкомпонентной системы.

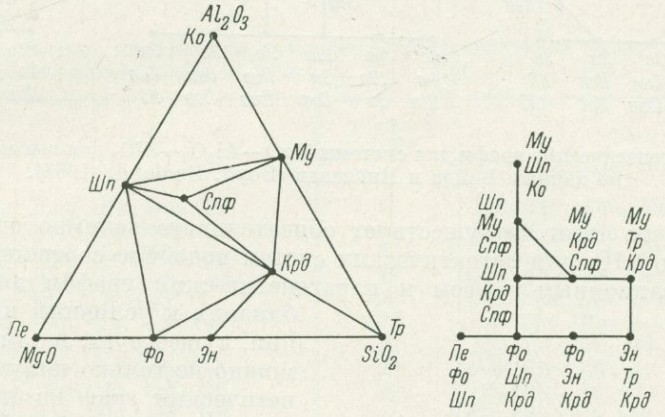


Рис. 6. Диаграмма состав—парагенезис и парагенетический граф для системы $MgO—Al_2O_3—SiO_2$ при $P=1$ атм. и $T\approx1300°$ С.

На рис. 6 изображены диаграмма состав—парагенезис системы $MgO—Al_2O_3—SiO_2$ для давления в 1 атм. и температуры около 1300 °С (несколько ниже минимальной температуры кристаллизации) и соответствующий парагенетический граф. Число вершин последнего равно числу элементарных треугольников на диаграмме состав—парагенезис. Имеются 4 вершины третьей степени, которые соответствуют «вставным» (по Бережному, 1970) элементарным треугольникам, т. е. в которых все стороны находятся внутри основного треугольника. Это положение распространяется и на многокомпонентные системы — вставному элементарному политопу в парагенетическом графе k-компонентной системы соответствует вершина степени k. Кроме того, имеются 3 вершины 2-й степени и 2 вершины 1-й степени, отвечающие элементарным треугольникам с одной или двумя простыми (т. е. лежащими в краевых системах) сторонами. Вообще в парагенетическом графе k-компонентной системы вершина, соответствующая элементарному политопу с n простыми (принадлежащими краевым системам) гипергранями, имеет степень $k - n$.

Парагенетический граф системы $MgO—Al_2O_3—SiO_2$, изображенный на рис. 6, имеет определенную связь с ее кристаллизационным графом (рис. 4). Если произвести с кристаллизационным графом следующие операции:

1) убрать ориентацию ребер, т. е. построить неориентированный граф, соотнесенный кристаллизационному;

2) «ощипать» полученный граф, т. е. исключить из него все вершины степени 1 со смежными им ребрами;

3) исключить вершины, соответствующие равновесиям с участием полиморфных модификаций (вместе со смежными с ними ребрами);

4) исключить вершины степени 2, соответствующие точкам Ван-Рейна, путем слияния смежных с ними ребер, то мы придем именно к парагенетическому графу.

Однако с помощью подобных преобразований не всегда можно получить парагенетический граф из кристаллизационного, так как в общем

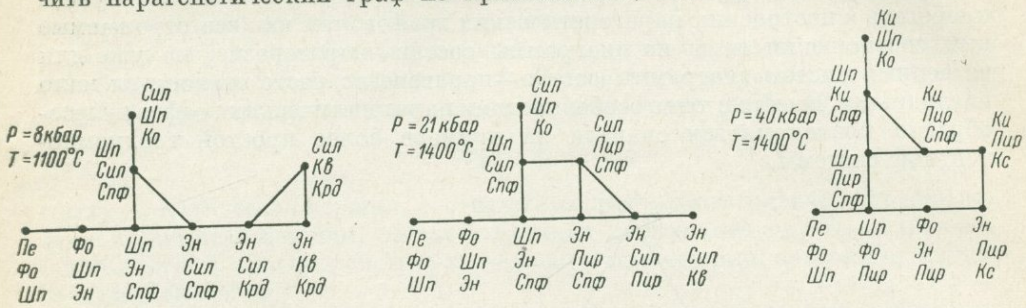


Рис. 7. Парагенетические графы для системы $MgO—Al_2O_3—SiO_2$ для высоких давлений, по данным Бойда и Ингленда (Boyd, England, 1963).

случае между ними не существует обязательного взаимно однозначного соответствия. Но для эвтектических систем подобное соответствие между кристаллизационным графом и парагенетическим графом для условий, близких к условиям кристаллизации, существует, и для них всегда можно не только получить парагенетический граф из кристаллизационного, но и, наоборот, построить кристаллизационный граф по парагенетическому, дополнив его соответствующими вершинами (степеней 2 и 1) и ориентировав ребра.

В отличие от кристаллизационного графа, вершины которого соот-

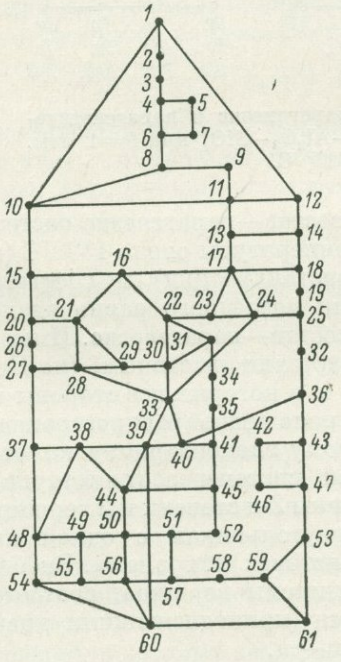


Рис. 8. Парагенетический граф для системы $CaO—MgO—Al_2O_3—Fe_2O_3—SiO_2$ (без учета твердых растворов).

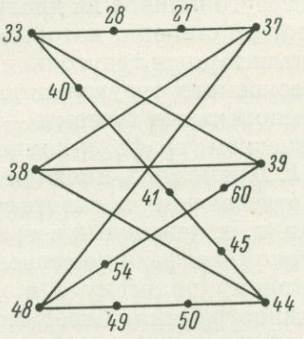


Рис. 9. Часть графа рис. 8, гомеоморфная графу Кенига $K_{3,3}$.

ветствуют равновесиям, характеризущимся различными температурами, парагенетический граф отображает соотношения между равновесиями, относящимися к одной и той же температуре и одному и тому же давлению. Парагенетические графы для одной и той же системы, но находя-

щиеся в различных условиях температуры и давления, вообще могут быть различными, поскольку будут различными диаграммы состав—парагенезис. Например, для той же системы $MgO—Al_2O_3—SiO_2$ увеличение давления приводит к существенному изменению парагенетического графа (рис. 7).

Примером более сложных графов является парагенетический граф для пятикомпонентной системы $CaO—MgO—Al_2O_3—Fe_2O_3—SiO_2$ (рис. 8) для давления в 1 атм. и температуры, близкой к температурам кристаллизации. Этот граф (как и последующие графы для многокомпонентных систем) построен по данным, приведенным Бережным (1970). Граф имеет 61 вершину, каждая из которых соответствует определенному элементар-

Таблица 1

Инвариантные пятифазовые равновесия, соответствующие вершинам парагенетического графа для системы $CaO—MgO—Al_2O_3—Fe_2O_3—SiO_2$

Вершина графа	Фазы	Вершина графа	Фазы
1	Пе, Лар, Шп, Бм, СА	*32*	Шп, Гел, Гем, Иб, CA_2
2	Пе, Лар, Бм, Май, СА	*33*	Шп, Мф, Ак, Гел, Гем
3	Пе, Лар, Бм, Май, C_3A	*34*	Лар, Ак, Гел, Ран, Гем
4	Пе, Лар, Бм, C_3A, C_3S	*35*	Во, Ак, Гел, Ран, Гем
5	Пе, Бм, C_3A, C_3S, С	*36*	Ан, Гел, Шп, Гем, Иб
6	Пе, Лар, Бм, C_3S, C_2F	*37*	Фо, Ди, Шп, Мф, Ак
7	Пе, Бм, C_3S, C_2F, С	*38*	Ан, Ди, Шп, Мф, Ак
8	Пе, Лар, Бм, Мф, C_2F	*39*	Ан, Шп, Мф, Ак, Гем
9	Лар, Бм, Мф, C_2F, CF	*40*	Ан, Шп, Ак, Гел, Гем
10	Пе, Лар, Шп, Мф, Бм	*41*	Ан, Во, Ак, Гел, Гем
11	Лар, Шп, Мф, Бм, CF	*42*	Ан, Шп, Ко, Иб, FA
12	Лар, Шп, Бм, CF, СА	*43*	Ан, Шп, Гем, Иб, FA
13	Лар, Шп, Мф, CF, CF_2	*44*	Ан, Ди, Мф, Ак, Гем
14	Лар, Шп, СА, CF, CF_2	*45*	Ан, Ди, Во, Ак, Гем
15	Пе, Лар, Шп, Мф, Ме	*46*	Ан, Шп, Му, Ко, FA
16	Лар, Шп, Мф, Ме, Гел	*47*	Ан, Шп, Му, Гем, FA
17	Лар, Шп, Мф, Гел, CF_2	*48*	Ан, Фо, Ди, Шп, Мф
18	Лар, Шп, Гел, СА, CF_2	*49*	Ан, Фо, Эн, Ди, Мф
19	Шп, Гел, СА, CA_2, CF_2	*50*	Ан, Ди, Эн, Мф, Гем
20	Пе, Шп, Мф, Ме, Мо	*51*	Ан, Ди, Эн, Гем, Кв
21	Шп, Мф, Ме, Мо, Гел	*52*	Ан, Ди, Во, Гем, Кв
22	Лар, Мф, Ме, Гел, Гем	*53*	Ан, Шп, Му, Гем, Спф
23	Лар, Мф, Гел, Гем, CF_2	*54*	Ан, Фо, Шп, Мф, Крд
24	Шп, Мф, Гел, Гем, CF_2	*55*	Ан, Эн, Фо, Мф, Крд
25	Шп, Гел, Гем, CA_2, CF_2	*56*	Ан, Эн, Мф, Гем, Крд
26	Пе, Пп, Мф, Фо, Мо	*57*	Ан, Эн, Гем, Кв, Крд
27	Шп, Мф, Фо, Мо, Ак	*58*	Ан, Му, Гем, Кв, Крд
28	Шп, Мф, Мо, Ак, Гел	*59*	Ан, Му, Гем, Крд, Спф
29	Мф, Ме, Мо, Ак, Гел	*60*	Ан, Шп, Мф, Гем, Крд
30	Мф, Ме, Ак, Гел, Гем	*61*	Ан, Шп, Гем, Крд, Спф
31	Лар, Ме, Ак, Гел, Гем		

Примечание к табл. 1—5. Обозначения минералов и других твердых фаз: Аб — альбит $NaAlSi_3O_8$, Ак — акерманит $Ca_2MgSi_2O_7$, Ан — анортит $CaAl_2Si_2O_8$, Анд — андалузит Al_2SiO_5, Бад — бадделеит ZrO_2, Бм — браунмиллерит $Ca_4Al_2Fe_2O_{10}$, Во — волластонит $CaSiO_3$, Вю — вюстит FeO, Гед — геденбергит $CaFeSi_2O_6$, Гел — геленит $Ca_2Al_2SiO_7$, Гем — гематит Fe_2O_3, Гк — гейкилит $MgTiO_3$, Гц — герцинит $FeAl_2O_4$, Ди — диопсид $CaMgSi_2O_6$, Иб — ибонит $CaAl_{12}O_{19}$, Ил — ильменит $FeTiO_3$, Кар — карроит $MgTi_2O_5$, Кв — кварц SiO_2, Ки — кианит Al_2SiO_5, Кир — кирштейнит $CaFeSiO_4$, Ко — корунд Al_2O_3, Кр — кристобалит SiO_2, Крд — кордиерит $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$, Кс — коэсит SiO_2, Лар — ларнит Ca_2SiO_4, Май — майенит $Ca_5Al_6O_{14}$, Ме — мервинит $Ca_3Mg(SiO_4)_2$, Мел — мелилит, Мо — монтичеллит $CaMgSiO_4$, Мт — магнетит Fe_3O_4, Му — муллит $Al_8Si_2O_{13}$, Мф — магнезиоферрит $MgFe_2O_4$, Мх — магнезиохромит $MgCr_2O_4$, Не — нефелин $NaAlSiO_4$, Ол — оливин, Пв — псевдоволластонит $CaSiO_3$, Пе — периклаз MgO, Пи — пироксен, Пир — пироп $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$, Пр — перовскит $CaTiO_3$, Ран — ранкинит $Ca_3Si_2O_7$, Ру — рутил TiO_2, Сил — силлиманит Al_2SiO_5, Спф — сапфирин $Mg_4Al_{10}Si_2O_{23}$, Ти — титанит $CaTiSiO_5$, Тиа — тиалит Al_2TiO_5, Тр — тридимит SiO_2, Уш — ульвошпинель Fe_2TiO_4, Фа — фаялит Fe_2SiO_4, Фак — ферроакерманит $Ca_2FeSi_2O_7$, Фкр — железистый кордиерит $Fe_2Al_4Si_5O_{18}$, Фо — форстерит Mg_2SiO_4, Фс — ферросилит $FeSiO_3$, Црк — циркон $ZrSiO_4$, Шп — шпинель $MgAl_2O_4$, Эн — энстатит $MgSiO_3$, Эс — эсколаит Cr_2O_3; С — CaO, СА — $CaAl_2O_4$, CA_2 — $CaAl_4O_7$, C_3A — $Ca_3Al_2O_6$, CF — $CaFe_2O_4$, CF_2 — $CaFe_4O_7$, C_2F — $Ca_2Fe_2O_5$, C_3S — Ca_3SiO_5, C_3T_2 — $Ca_3Ti_2O_7$, C_4T_3 — $Ca_4Ti_3O_{10}$, CrT_2 — $Cr_2Ti_2O_7$, FA — $FeAlO_3$, FT_2 — $FeTi_2O_5$, M_2T — Mg_2TiO_4, N — Na_2O, NA — $NaAlO_2$, NS — Na_2SiO_3, NS_2 — $Na_2Si_2O_5$, N_2S — Na_4SiO_4, ZT — $ZrTiO_4$.

ному фазовому пентатопу в четырехмерной диаграмме состав—парагенезис. Фазы, участвующие в равновесиях, соответствующих всем вершинам графа, приведены в табл. 1. Среди вершин данного графа имеется 3 вершины пятой степени, соответствующие вставным пентатопам (вершины *17*, *33* и *39*), 15 вершин четвертой степени, соответствующих пентатопам, одна из гиперграней которых целиком принадлежит какой-либо краевой системе, 29 вершин третьей степени, соответствующих таким пентатопам, у которых две гиперграни принадлежат краевым системам, и 14 вершин второй степени, соответствующих пентатопам, имеющим три гиперграни, принадлежащие краевым системам.

Построение подобного графа не представляет особых трудностей, если для рассматриваемой системы известны разбивки ее модели на элементарные политопы (в данном случае — пентатопы). Для построения парагенетического графа для каждого политопа следует определить все его гиперграни, последовательно отбрасывая по одной фазе из k-фазной ассоциации политопа. Общее число всех гиперграней для всех политопов равно, очевидно, kx (где k — число компонентов системы; x — число политопов, т. е. вершин парагенетического графа). Часть из них целиком располагается в краевых системах — каждая такая гипергрань принадлежит только одному политопу. Другие гиперграни повторяются в общем списке дважды — в двух различных политопах, которые являются смежными по этой гиперграни. Вершины графа, соответствующие таким двум политопам, должны быть соединены ребром. Таким способом могут быть найдены все ребра графа, число которых будет равно $\frac{1}{2}(kx - n_{кр})$, где $n_{кр}$ — общее число гиперграней, принадлежащих краевым системам. Это выражение для числа ребер парагенетического графа легко выводится из элементарной формулы для числа ребер графа:

$$r = \frac{1}{2}(x_1 + 2x_2 + 3x_3 + \ldots + ix_i + \ldots + kx_k),$$

где x_i — число вершин степени i.

Действительно, каждой вершине степени i соответствуют $k - i$ гиперграней, принадлежащих краевым системам, откуда общее число таких гиперграней

$$n_{кр} = x_1(k-1) + x_2(k-2) + \ldots + x_i(k-i) + \ldots + x_{k-1}$$

или (прибавив и вычтя в правой части уравнения член kx_k)

$$n_{кр} = k\ (x_1 + x_2 + \ldots + x_i + \ldots x_k) - (x_1 + 2x_2 + \ldots + ix_i + \ldots + kx_k).$$

Но $x_1 + x_2 + \ldots + x_i + \ldots + x_k$ — это общее число вершин x, откуда

$$n_{кр} = kx - 2r$$

или

$$r = \frac{1}{2}(kx - n_{кр}).$$

После того как найдены все ребра, построение графа не представляет, вообще говоря, особой сложности. Желательно при построении расположить вершины графа таким образом, чтобы придать ему, с одной стороны, достаточную компактность, с другой — свести к минимуму «паразитные» пересечения ребер. Для парагенетических графов систем с числом компонентов более трех полностью избавиться от таких пересечений (т. е. представить парагенетический граф в виде плоского графа) можно, однако далеко не всегда. В частности, рассматриваемый парагенетический граф системы $CaO—MgO—Al_2O_3—Fe_2O_3—SiO_2$ не является плоским. Неизо-

морфность этого парагенетического графа какому-либо плоскому графу следует, согласно известной теореме Понтрягина-Куратовского (см., например, Зыков, 1969), из того, что в нем можно выделить часть, гомеоморфную графу Кенига $K_{3,3}$ (рис. 9).[2]

Парагенетический граф, изображенный на рис. 8, построен без учета того, что некоторые промежуточные соединения в системе $CaO—MgO—Al_2O_3—Fe_2O_3—SiO_2$ образуют между собой твердые растворы. Иначе

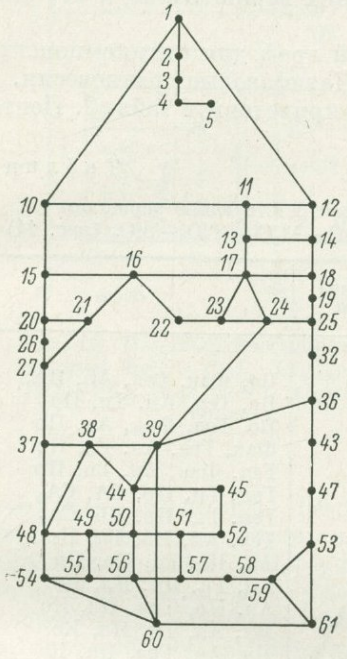


Рис. 10. Парагенетический граф для системы $CaO—MgO—Al_2O_3—Fe_2O_3—SiO_2$ с учетом твердых растворов.

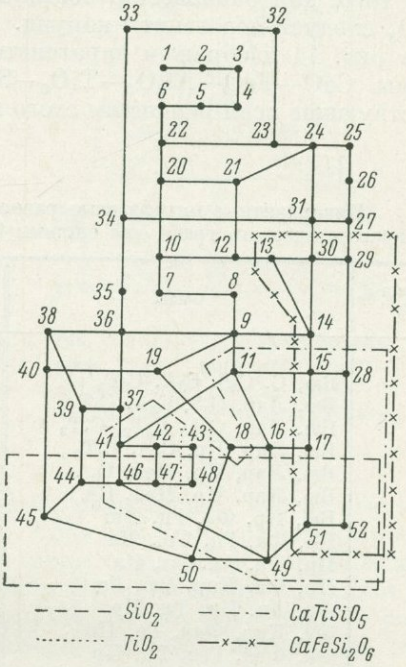


Рис. 11. Парагенетический граф для системы $CaO—FeO—Al_2O_3—TiO_2—SiO_2$.

говоря, пентатопизация этой системы на основе данных, приведенных у Бережного (1970), является условной.

Геленит и акерманит образуют непрерывный ряд твердых растворов — мелилиты. Наряду с этим в рассматриваемой системе известен ряд твердых растворов состава $Ca_2(Fe, Al)_2O_5$, начинающийся от $Ca_2Fe_2O_5$ и включающий состав, соответствующий принятой формуле браунмиллерита $Ca_4Al_2Fe_2O_{10}$. Кроме того, соединение $FeAlO_3$ имеет довольно узкий температурный интервал устойчивости: 1318—1410° С при давлении воздуха в 1 атм. (Muan, 1958), так что это соединение целесообразно исключить из рассмотрения.

Наличие твердых растворов приводит к уменьшению количества вершин парагенетического графа: образование мелилитовых твердых растворов приводит к исчезновению вершин *28—31*, *33—35*, *40* и *41*, а образование твердых растворов состава $Ca_2(Fe, Al)_2O_5$ — к исчезновению вершин *6—9*. Исключение $FeAlO_3$ приводит к исчезновению вершин *42* и *46* (слиянию

[2] Граф, иллюстрирующий известную задачу о трех домах и трех колодцах (Оре, 1965): два графа гомеоморфны между собой в том случае, если они могут быть переведены друг в друга конечным числом подразделений ребер на два (с появлением новой вершины) и слияний двух ребер, разделенных вершиной степени 2, в одно (с исчезновением этой вершины).

их с вершинами *43* и *47*). Парагенетический граф системы $CaO—MgO—Al_2O_3—Fe_2O_3—SiO_2$ с учетом твердых растворов изображен на рис. 10. Этот граф не является подграфом графа, изображенного на рис. 8, но он гомеоморфен некоторой части последнего. Фазовые равновесия, соответствующие вершинам графа рис. 10, могут быть найдены также из табл. 1, необходимо только вместо акерманита и геленита подставить в соответствующих равновесиях мелилит, а вместо браунмиллерита — $Ca_2(Fe, Al)_2O_5$; кроме того, для равновесий, соответствующих вершинам *43* и *47*, вместо $FeAlO_3$ следует подставить корунд.

На рис. 11 изображен парагенетический граф для пятикомпонентной системы $CaO—FeO—Al_2O_3—TiO_2—SiO_2$. Пятифазовые равновесия, соответствующие всем вершинам этого графа, приведены в табл. 2. Пентато-

Таблица 2

Инвариантные пятифазовые равновесия, соответствующие вершинам парагенетического графа для системы $CaO—FeO—Al_2O_3—TiO_2—SiO_2$ (рис. 11)

Вершина графа	Фазы	Вершина графа	Фазы
1	Вю, С, C_3S, C_3A, C_3T_2	*27*	Во, Фак, Гел, Ан, Пр
2	Вю, Лар, C_3S, C_3A, C_3T_2	*28*	Во, Гед, Ан, Ти, Пр
3	Вю, Лар, C_3A, C_3T_2, C_4T_3	*29*	Во, Гед, Фак, Ан, Пр
4	Вю, Лар, Пр, C_3A, C_4T_3	*30*	Фак, Гед, Ан, Гц, Пр
5	Вю, Лар, Пр, Май, C_3A	*31*	Гел, Фак, Ан, Гц, Пр
6	Вю, Лар, Пр, Май, СА	*32*	Гел, Гц, Пр, СА, CA_2
7	Вю, Пр, Фа, Гц, Уш	*33*	Гел, Гц, Пр, Иб, CA_2
8	Пр, Фа, Гц, Уш, Ил	*34*	Гел, Ан, Иб, Гц, Пр
9	Пр, Фа, Ан, Гц, Ил	*35*	Ан, Иб, Гц, Ко, Пр
10	Пр, Фа, Кир, Вю, Гц	*36*	Ан, Гц, Пр, Ил, Ко
11	Фа, Ан, Ил, Ти, Пр	*37*	Ан, Пр, Тиа, Ил, Ко
12	Фа, Кир, Фак, Гц, Пр	*38*	Му, Ан, Гц, Ил, Ко
13	Фа, Фак, Гед, Гц, Пр	*39*	Му, Ан, Тиа, Ил, Ко
14	Фа, Гед, Ан, Гц, Пр	*40*	Му, Ан, Фкр, Гц, Ил
15	Фа, Гед, Ан, Ти, Пр	*41*	Ан, Ти, Пр, Тиа, Ил
16	Фа, Фс, Ан, Ти, Ил	*42*	Ти, Пр, Ил, Тиа, $F'T_2$
17	Фа, Фс, Гед, Ан, Ти	*43*	Ти, Пр, Тиа, Ру, $F'T_2$
18	Фа, Фс, Фкр, Ан, Ил	*44*	Му, Ан, Тиа, Ил, Кв
19	Фа, Фкр, Ан, Гц, Ил	*45*	Му, Ан, Фкр, Ил, Кв
20	Лар, Кир, Вю, Гц, Пр	*46*	Ан, Ти, Тиа, Ил, Кв
21	Лар, Кир, Фак, Гц, Пр	*47*	Ти, Ил, Тиа, Кв, $F'T_2$
22	Лар, Вю, Гц, Пр, СА	*48*	Ти, Тиа, Ру, Кв, $F'T_2$
23	Лар, Гел, Гц, Пр, СА	*49*	Фс, Ан, Ти, Ил, Кв
24	Лар, Гел, Фак, Гц, Пр	*50*	Фс, Ан, Фкр, Ил, Кв
25	Лар, Ран, Фак, Гел, Пр	*51*	Фс, Гед, Ан, Ти, Кв
26	Ран, Во, Фак, Гел, Пр	*52*	Во, Гед, Ан, Ти, Кв

пизация этой системы, соответствующая графу рис. 11, условна, так как твердые растворы (фаялит—кирштейнит, геленит-ферроакерманит и, возможно, другие) не приняты во внимание. Кроме того, условно допускается устойчивое существование железистого пироксена (ферросилита). В настоящее время затруднительно построить парагенетический граф системы $CaO—FeO—Al_2O_3—TiO_2—SiO_2$, свободный от подобных условностей, поскольку система изучена еще недостаточно (в частности, во многом неясны границы рядов твердых растворов и пределы устойчивости фаз в системе $FeO—Al_2O_3—TiO_2$).

В парагенетическом графе можно выделить подграф, вершины которого соответствуют равновесиям с участием некоторой определенной фазы или группы фаз. На рис. 11 различным пунктиром выделены подграфы,

вершины которых соответствуют равновесиям с участием соответственно кварца, рутила, титанита и геденбергита.

В качестве примера парагенетического графа шестикомпонентной системы на рис. 12 приведен граф для системы $MgO—Al_2O_3—Cr_2O_3—ZrO_2—TiO_2—SiO_2$, построенный на основе условного подразделения на

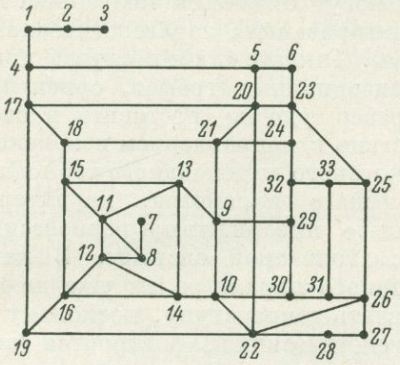


Рис. 12. Парагенетический граф для системы $MgO—Al_2O_3—Cr_2O_3—ZrO_2—TiO_2—SiO_2$ (без учета твердых растворов).

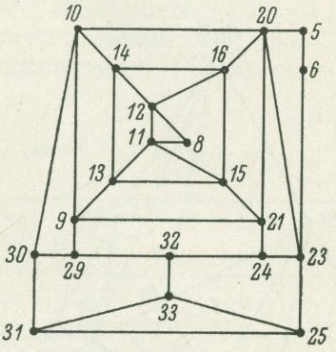


Рис. 13. Парагенетический граф для системы $MgO—Al_2O_3—Cr_2O_3—ZrO_2—TiO_2—SiO_2$ с учетом твердых растворов.

элементарные гексатопы. Шестифазовые равновесия, соответствующие вершинам графа, перечислены в табл. 3. Если для этой же системы построить парагенетический граф с учетом наличия твердых растворов, то количество вершин в этом графе уменьшится до 21 и сам граф становится плоским, приобретая довольно простую структуру (рис. 13). Фазовые равновесия, соответствующие вершинам последнего графа, могут быть также взяты из табл. 3, необходимо только в соответствующих равновесиях под-

Таблица 3

Инвариантные шестифазовые равновесия, соответствующие вершинам парагенетического графа для системы $MgO—Cr_2O_3—Al_2O_3—ZrO_2—TiO_2—SiO_2$ (рис. 12)

Вершина графа	Фазы	Вершина графа	Фазы
1	Пе, Фо, Шп, Мх, Бад, M_2T	*18*	Крд, Шп, Мх, Эс, Бад, CrT_2
2	Фо, Шп, Мх, Гк, Бад, M_2T	*19*	Крд, Шп, Тиа, Кар, Бад, CrT_2
3	Фо, Шп, Мх, Гк, Кар, Бад	*20*	Крд, Црк, Мх, Кар, Бад, CrT_2
4	Фо, Крд, Шп, Мх, Кар, Бад	*21*	Крд, Црк, Мх, Эс, Бад, CrT_2
5	Фо, Крд, Црк, Мх, Кар, Бад	*22*	Крд, Црк, Тиа, Кар, Бад, CrT_2
6	Фо, Эн, Крд, Црк, Мх, Кар	*23*	Эн, Крд, Црк, Мх, Кар, CrT_2
7	Му, Шп, Тиа, Эс, Ко, Бад	*24*	Эн, Крд, Црк, Мх, Эс, CrT_2
8	Му, Шп, Тиа, Эс, Бад, CrT_2	*25*	Эн, Крд, Црк, Кар, Ру, CrT_2
9	Му, Крд, Црк, Эс, Бад, CrT_2	*26*	Крд, Црк, Тиа, Кар, Ру, CrT_2
10	Му, Крд, Црк, Тиа, Бад, CrT_2	*27*	Црк, Тиа, Кар, Ру, ZT, CrT_2
11	Му, Спф, Шп, Эс, Бад, CrT_2	*28*	Црк, Тиа, Кар, Бад, ZT, CrT_2
12	Му, Спф, Шп, Тиа, Бад, CrT_2	*29*	Му, Крд, Црк, Эс, Кв, CrT_2
13	Му, Спф, Крд, Эс, Бад, CrT_2	*30*	Му, Крд, Црк, Тиа, Кв, CrT_2
14	Му, Спф, Крд, Тиа, Бад, CrT_2	*31*	Крд, Црк, Тиа, Ру, Кв, CrT_2
15	Крд, Спф, Шп, Эс, Бад, CrT_2	*32*	Эн, Крд, Црк, Эс, Кв, CrT_2
16	Крд, Спф, Шп, Тиа, Бад, CrT_2	*33*	Эн, Крд, Црк, Ру, Кв, CrT_2
17	Крд, Шп, Мх, Кар, Бад, CrT_2		

ставить вместо эсколаита твердые растворы Cr_2O_3 и Al_2O_3, вместо тиалита и карроита — твердые растворы Al_2TiO_5 и $MgTi_2O_5$, вместо шпинели и магнезиохромита — тройные твердые растворы $MgAl_2O_4$, $MgCr_2O_4$ и Mg_2TiO_4.

Все до сих пор рассмотренные парагенетические графы были неориентированными, но в некоторых случаях могут оказаться полезными и ориентированные парагенетические графы. Так же как и в случае кристаллизационных графов, ориентировку ребер удобно поставить в соответствие с направлением изменения некоторого интенсивного термодинамического параметра, характеризующего инвариантные равновесия рассматриваемой системы. В качестве такого параметра мы уже не можем взять температуру, поскольку парагенетический граф строится (во всяком случае в принципе) для изотермических условий. Целесообразно взять в качестве интенсивного параметра, определяющего ориентировку ребер парагенетического графа, химический потенциал одного из компонентов системы.

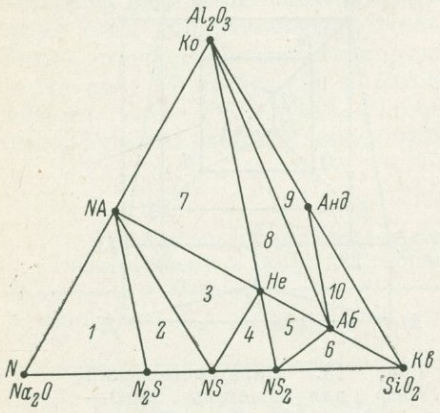


Рис. 14. Диаграмма состав—парагенезис для системы Na_2O—Al_2O_3—SiO_2.

На рис. 14 представлена диаграмма состав—парагенезис системы Na_2O—Al_2O_3—SiO_2 для условий, близких к стандартным (давление 1 атм., температура 25° С), в предположении, что общий характер триангуляции сохраняется таким же, как и при более высоких температурах (Schairer, Bowen, 1956). Некоторые сложные и недостаточно изученные силикаты и алюминаты натрия не приняты во внимание. Соответствующие парагенетические графы представлены на рис. 15; направление стрелок на ребрах ориентированных графов показывает увеличение химического потенциала выбранного компонента (Na_2O, SiO_2 или Al_2O_3). Для трехкомпонентной системы найти ориентировку ребра очень легко, используя обычное геометрическое правило (Коржинский, 1936, 1957): из двух смежных фазовых треугольников большей величиной химического потенциала некоторого компонента характеризуется тот, который располагается по ту же

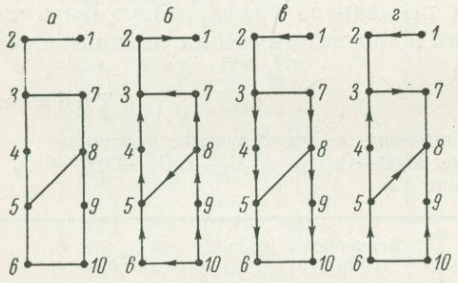


Рис. 15. Парагенетические графы для системы Na_2O—Al_2O_3—SiO_2.

а — неориентированный; *б* — ориентированный по Na_2O; *в* — ориентированный по SiO_2; *г* — ориентированный по Al_2O_3. Обозначения вершин соответствуют фазовым треугольникам на рис. 14.

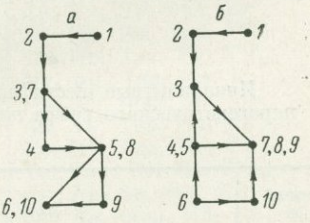


Рис. 16. Парагенетические графы для системы Na_2O—Al_2O_3—SiO_2 с объединенными вершинами.

а — ориентированный по SiO_2; *б* — ориентированный по Al_2O_3.

сторону их общей границы (продолженной в обе стороны), что и вершина основного треугольника, соответствующая этому компоненту. Например, из двух смежных фазовых треугольников *5* (Аб—Не—NS_2) и *8* (Аб—Не—Ко) большей величиной μ_{Na_2O} будет характеризоваться треугольник *5*, так как он находится по ту же сторону их общей границы Не—Аб, что и вершина Na_2O основного треугольника. Аналогичные правила справедливы и для систем с большим числом компонентов.

Для многокомпонентных систем проще воспользоваться уравнением фазовой реакции минеральных фаз с гипотетическим раствором, содержащим Na_2O (табл. 4). Минеральная ассоциация, образующаяся при

Таблица 4

Фазовые реакции с участием Na_2O в системе $Na_2O—Al_2O_3—SiO_2$ (рис. 14)

Фазовый треугольник	Сосуществующие твердые фазы	Фазовая реакция	$-\Delta Z_{тв}$, ккал./моль
1	N+NA+N_2S	$(Na_2O)=Na_2O$	0
2	NA+N_2S+NS	$Na_2SiO_3+(Na_2O)=Na_4SiO_4$	16.8
3	Не+NA+NS	$NaAlSiO_4+(Na_2O)=NaAlO_2+Na_2SiO_3$	42.5
4	Не+NS+NS_2	$Na_2Si_2O_5+(Na_2O)=2Na_2SiO_3$	50.6
5	Не+Аб+NS_2	$NaAlSi_3O_8+(Na_2O)=NaAlSiO_4+Na_2Si_2O_5$	60.5
6	Аб+Кв+NS_2	$2SiO_2+(Na_2O)=Na_2Si_2O_5$	66.6
7	Ко+Не+NA	$Al_2O_3+(Na_2O)=2NaAlO_2$	43.0
8	Ко+Не+Аб	$NaAlSi_3O_8+Al_2O_3+(Na_2O)=3NaAlSiO_4$	69.1
9	Ко+Аб+Анд	$6Al_2SiO_5+(Na_2O)=5Al_2O_3+2NaAlSi_3O_8$	77.8
10	Аб+Кв+Анд	$Al_2SiO_5+5SiO_2+(Na_2O)=2NaAlSi_3O_8$	85.8

привносе Na_2O и соответствующая правой части написанных уравнений, остается устойчивой при бóльших величинах μ_{Na_2O}, и, наоборот, ассоциация, соответствующая левой части уравнения, устойчива при меньших величинах μ_{Na_2O}. Возьмем, например, реакции для рассмотренных выше фазовых треугольников (вершин графа) *5* и *8*, имеющих общую сторону Не—Аб. $Na_2Si_2O_5$, являющийся третьей фазой треугольника *5*, образуется при привносе Na_2O (реакция *5*), корунд (третий в треугольнике *8*) образуется при выносе Na_2O (реакция *8*); отсюда фазовый треугольник *5* характеризуется большей величиной химического потенциала Na_2O, чем треугольник *8*.

Если четыре точки (три вершины фазового треугольника и вершина основного треугольника, соответствующая компоненту, участвующему в реакции) линейно независимы, то в реакции участвуют все твердые фазы; в противном случае одна или несколько фаз не участвуют в реакции, будучи индиферентными (например, нефелин в фазовом треугольнике *7*). В том случае, если вершина основного треугольника, соответствующая компоненту, по которому ориентируется граф, располагается на продолжении общей стороны двух смежных фазовых треугольников, последним соответствует одно и то же значение химического потенциала этого компонента; обоим фазовым треугольникам отвечает в этом случае одна и та же реакция, отличаются только индиферентные фазы. Ребро парагенетического графа, соединяющее соответствующие вершины, остается неориентированным (например, ребра *3—7*, *5—8* и *6—10* на рис. 15, *в*), т. е. граф получается смешанным. Чтобы избавиться от неориентированных ребер в подобном графе, можно объединить вершины, соединенные такими ребрами (рис. 16).

При рассмотрении зависимости парагенетических ассоциаций от химического потенциала компонента (например, если он является подвиж-

ным) могут оказаться полезными некоторые графы, являющиеся производными от парагенетического графа, ориентированного по этому компо-

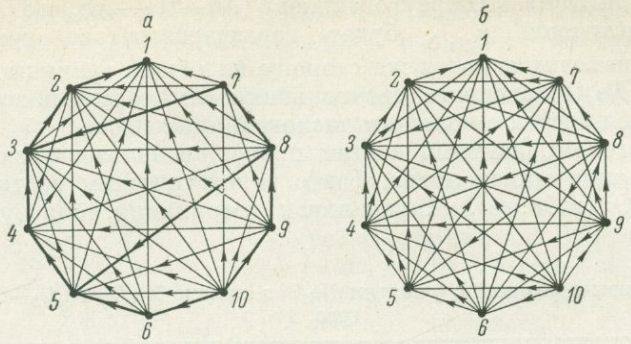


Рис. 17. Графы, производные от парагенетического графа системы $Na_2O—Al_2O_3—SiO_2$, ориентированного по Na_2O (рис. 15, *б*).

а — транзитивное замыкание парагенетического графа (*жирными линиями* выделен исходный граф); *б* — полный граф.

ненту. Ориентированный граф можно дополнить «замыкающими» ребрами: например, из того, что $\mu^{(5)}_{Na_2O} > \mu^{(8)}_{Na_2O}$ и $\mu^{(8)}_{Na_2O} > \mu^{(9)}_{Na_2O}$ (рис. 15, *б*), обязательно следует $\mu^{(5)}_{Na_2O} > \mu^{(9)}_{Na_2O}$ (отношение «больше» или «меньше» обладает свойством транзитивности), и вершины *9* и *5*, представляющие собой начало и конец ориентированной «элементарной цепи» $9 \to 8 \to 5$, можно соединить замыкающим ребром $9 \to 5$. Если дополнить ориентированный парагенетический граф всеми возможными замыкающими ребрами, образуется новый ориентированный граф, называемый «транзитивным

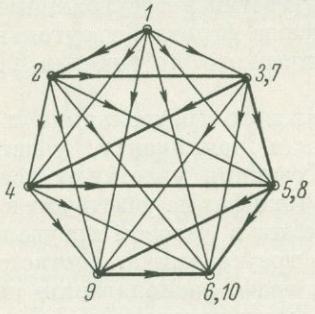


Рис. 18. Транзитивное замыкание парагенетического графа системы $Na_2O—Al_2O_3—SiO_2$ с объединенными вершинами, ориентированного по SiO_2 (рис. 16, *а*).

Исходный граф выделен *жирными линиями*.

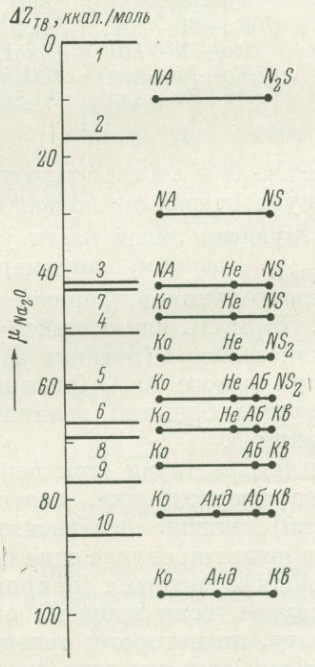


Рис. 19. Парагенетическая диаграмма для системы $Na_2O—Al_2O_3—SiO_2$.

замыканием» первоначального графа (рис. 17, *а*).

Если бы полученное транзитивное замыкание представляло собой полный граф (т. е. такой, любые две вершины которого соединены ребром), в нем можно было бы определить последовательный порядок всех его вер-

шин, иначе говоря, найти ориентированную «элементарную цепь», проходящую через все его вершины. Например, для графа, изображенного на рис. 16, *а*, транзитивное замыкание является полным графом (рис. 18). Но граф рис. 17, *а* не является полным — в нем не хватает ребер *4—7*, *5—7*, *6—7*, *6—8* и *6—9*. Это обстоятельство показывает, что в рассматриваемом случае знания составов фаз и разбивки на фазовые треугольники недостаточно, чтобы однозначно расположить все фазовые треугольники (вершины парагенетического графа) в порядке возрастания μ_{Na_2O}.

Эта задача может быть в принципе полностью решена, исходя из термодинамических констант твердых фаз, участвующих в соответствующих реакциях. Химический потенциал Na_2O, отвечающий какому-либо фазовому треугольнику (вершине парагенетического графа) рассматриваемой системы, равен (Доливо-Добровольский, 1969)

$$\mu_{Na_2O} = \Delta Z_{тв} + K,$$

где $\Delta z_{тв}$ — разность изобарных потенциалов образования твердых продуктов и твердых исходных веществ для соответствующей реакции (табл. 4); K — неопределенная величина, имеющая (при постоянных температуре и давлении) для всех рассматриваемых реакций одно и то же значение (при расчете на один моль Na_2O). Это дает возможность количественного сравнения μ_{Na_2O} для всех фазовых треугольников.

Таблица 5

Величины ΔZ^0_{298} образования из окислов для твердых фаз

Фаза	$-\Delta Z^0_{298}$ ккал./моль
Андалузит Al_2SiO_5	1.6
Нефелин $NaAlSiO_4$	37.6
Альбит $NaAlSi_3O_8$	43.7
Na_2SiO_3	58.6
$Na_2Si_2O_5$	66.6
Na_4SiO_4	75.4
$NaAlO_2$	21.5

Для упрощения расчетов удобно использовать величины ΔZ образования твердых фаз из окислов. Получаемые при этом значения отличаются от величин для тех же реакций, приведенных в нашей работе (Доливо-Добровольский, 1969), на 90 ккал./моль (величину — ΔZ^0_{298} для Na_2O); при этом максимально возможному значению μ_{Na_2O} (фазовый треугольник *1*, содержащий Na_2O как твердую фазу) соответствует нулевое значение $\Delta Z_{тв}$.

Исходные величины ΔZ образования твердых фаз из окислов при стандартных условиях, приведенные в табл. 5, в основном пересчитаны из известных значений ΔZ^0_{298} (Николаев и Доливо-Добровольский, 1961). Для андалузита $NaAlO_2$ и Na_4SiO_4 данные пересчитаны из величин, приведенных в справочнике И. К. Карпова, С. А. Кашика и В. Д. Пампуры (1968). Для альбита и нефелина в новых справочниках (Роби, 1969) приводятся существенно более низкие по абсолютной величине значения ΔZ образования из окислов, однако эти новые значения плохо согласуются с триангуляцией системы $Na_2O—Al_2O_3—SiO_2$. Использованные величины ΔZ образования всех фаз полностью соответствуют принятой диаграмме состав—парагенезис (рис. 14).

Рассчитанные по этим данным величины $\Delta Z_{тв}$ для реакций (табл. 4) позволяют построить полный граф для системы $Na_2O—Al_2O_3—SiO_2$, ориентированный по Na_2O (рис. 17, *б*), и парагенетическую диаграмму (рис. 19), отображающую зависимость минеральных парагенезисов в этой системе от химического потенциала Na_2O. Аналогичные расчеты и построения для четверной системы $Na_2O—Al_2O_3—Fe_2O_3—SiO_2$ опубликованы ранее (Доливо-Добровольский, 1969).

Приведенные в настоящей работе примеры охватывают, конечно, лишь весьма небольшую часть возможных применений графов в физико-химической петрологии. Так, например, предложенные Л. Л. Перчуком

(1963, 1964) «бензольные» диаграммы парагенезисов в многокомпонентных системах также по существу представляют собой своеобразные обобщенные графы, вершины которых соответствуют различным минеральным фазам.

ЛИТЕРАТУРА

Бережной А. С. 1970. Многокомпонентные системы окислов. Изд. «Наукова думка», Киев.

Берж К. 1962. Теория графов и ее применения. Изд. ИЛ, М.

Доливо-Добровольский В. В. 1969. Система Na_2O—Al_2O_3—Fe_2O_3—SiO_2 и подвижность щелочей при магматических явлениях. В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 1, изд. «Наука», М.

Зыков А. А. 1969. Теория конечных графов. 1. Изд. «Наука», Сибирское отд., Новосибирск.

Карпов И. К., С. А. Кашик, В. Д. Пампура. 1968. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. Изд. «Наука», М.

Коржинский Д. С. 1936. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Коржинский Д. С. 1957. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, М.

Курнаков Н. С. 1921. Сингулярные точки химических диаграмм. В кн.: Введение в физико-химический анализ, Изд. АН СССР, 1940.

Курнаков Н. С. 1925. Соединение и пространство. В кн.: Введение в физико-химический анализ. Изд. АН СССР, М., 1940.

Курнаков Н. С. 1932. Топология равновесной химической диаграммы. В кн.: Введение в физико-химический анализ, Изд. АН СССР, М., 1940.

Николаев В. А., В. В. Доливо-Добровольский. 1961. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолтехиздат, М.

Оре О. 1965. Графы и их применение. Изд. «Мир», М.

Оре О. 1968. Теория графов. Изд. «Наука», М.

Перчук Л. Л. 1963. Магматическое замещение карбонатных толщ с образованием нефелиновых сиенитов и других щелочных пород на примере Дежневского массива. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. II, Изд. АН СССР, М.

Перчук Л. Л. 1964. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. Изд. «Наука», М.

Роби П. А. 1969. Термодинамические свойства минералов. В кн.: Справочник физических констант горных пород. Изд. «Мир», М.

Харари Ф. 1968. Комбинаторные задачи перечисления графов. В кн.: Прикладная комбинаторная математика. Изд. «Мир», М.

Bailey D. K., I. F. Schairer. 1966. The system Na_2O—Al_2O_3—Fe_2O_3—SiO_2 at 1 atmosphere, and the petrogenesis of alkaline rocks. J. Petrol., v. 7, № 1.

Boyd F. R., I. L. England. 1963. Some effects of pressure on phase relations in the system MgO—Al_2O_3—SiO_2. Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., Washington. (Перевод в сб.: Экспериментальная петрология и минералогия. Изд. «Недра», М., 1969).

Chinner G. A., I. F. Schairer. 1962. The join $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$—$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ and its bearing on the system CaO—MgO—Al_2O_3—SiO_2 at atmospheric pressure. Amer. J. Sci., v. 260, № 8.

Muan A. 1958. On the stability of the phase Fe_2O_3—Al_2O_3. Amer. J. Sci., v. 256, № 6.

Schairer I. F. 1942. The system CaO—FeO—Al_2O_3—SiO_2. I. Results of quenching experiments on five joins. J. Amer. Ceram. Soc., v. 25, p. 241.

Schairer I. F. 1954. The system K_2O—MgO—Al_2O_3—SiO_2. I. Results of quenching experiments on four joins. J. Amer. Ceram. Soc., v. 37, № 11.

Schairer I. F. 1967. Phase equilibria at one atmosphere related to tholeitic and alkali basalts. Researches in geochemistry, v. 2, № 9, p. 568.

Schairer I. F., N. L. Bowen. 1956. The system Na_2O—Al_2O_3—SiO_2. Amer. J. Sci., v. 254, № 3.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ДРУГИЕ ВОПРОСЫ В МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ

И. Д. Батиева, И. В. Бельков

К ПРОБЛЕМЕ ГЕНЕЗИСА ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Территория Кольского полуострова является одной из наиболее крупных на Земном шаре провинций щелочного магматизма, где наряду с ультраосновными—щелочными и собственно щелочными интрузиями преимущественно палеозойского возраста весьма широко развиты щелочные граниты.

Кольские щелочные граниты формировались на заключительных стадиях среднепротерозойского тектогенеза, завершившего этап становления платформенного режима Балтийского щита. Доминирующим типом тектонических движений, определивших геологические условия, характер и формы проявления среднепротерозойского магматизма (основного и кислого), явились блоковые движения по разрывам в нижнем структурном ярусе, сопровождавшиеся складчатостью протерозойских эффузивно-осадочных толщ верхнего структурного яруса, накопившихся в зонах прогибов. Учитывая, что геологическое положение и формационная принадлежность кольских щелочных гранитов к настоящему времени достаточно надежно установлены (Батиева, Бельков, 1968), проблема их генезиса может рассматриваться и как составная часть более широкого вопроса о выделении и природе самостоятельного формационного типа щелочных гранитоидов.

Различные аспекты проблемы щелочных гранитов — их геологического положения, петрологии, минералогии, химизма и др. — широко рассматривались в литературе (Куплетский, 1936; Щелочные граниты Кольского полуострова, 1958; Шейнманн и др., 1961; Павленко, 1963; Коваленко и др., 1965; Коваленко и др., 1968 и др.). Значительная литература посвящена и собственно кольским щелочным гранитам (Геология СССР, т. XXVII, 1958; Полканов, Елисеев, 1941; Куплетский, Воробьева, 1930; Куплетский, Чумаков, 1948; Батиева, Бельков, 1968; Гаскельберг и др., 1969, и др.), причем большинство исследователей признают и обосновывают их первичномагматическое интрузивное происхождение. Наряду с этим высказывались суждения и об их метасоматическом генезисе, преимущественно в отношении массивов района Кейв, где щелочные граниты нередко окружены широкими полями щелочных гнейсов-метасоматитов (Харитонов, 1966; Сидоренко, Ожогин, 1968; Ожогин, 1968, 1968а, и др.). Не отрицая метасоматической природы кейвских гранитизированных щелочных гнейсов, возникших за счет лебяжинской вулканогенно-осадочной толщи под воздействием интрузий щелочных гранитов и близких к ним по некоторым чертам петрографического состава и химизма, следует отметить, что все имеющиеся обширные и разносторонние геологические материалы по кольским щелочным гранитам однозначно определяют их первичное магматическое происхождение.

Менее изучен вопрос о происхождении самих магм кольских щелочных гранитов, рассмотрению которого и посвящена настоящая статья. Ранее высказывались суждения о возможном генетическом их родстве с магмами щелочных плутонов Луяврурта и Хибин (Влодавец, 1935; Куплетский, 1936; Чирвинский, 1937). А. А. Полканов и Н. А. Елисеев (1940, 1941) рассматривали щелочные граниты плутона Гремяха—Вырмес в качестве дифференциатов основной магмы. Представление о палингенной природе магмы щелочных гранитов Западных Кейв развивал А. А. Чумаков (1958). Авторами (Батиева, Бельков, 1968) ранее была выявлена вероятность образования магмы кольских щелочных гранитов путем кристаллизационной дифференциации гибридной магмы толеитового типа. Петрографическое разнообразие пород щелочно-гранитной формации связывается нами с их принадлежностью к различным фациям глубинности и с нарастанием щелочности расплавов по мере их взаимодействия с вмещающими породами при продвижении в толще земной коры. Ниже рассматриваются дополнительные материалы по кольским щелочным гранитам в обоснование и развитие ранее высказанных нами представлений о происхождении и эволюции щелочногранитных магм.

Массивы щелочных гранитов на Кольском полуострове приурочены к зонам глубинных и оперяющих их разломов. Особенно отчетливо эта приуроченность выявляется на схеме главных элементов глубинной тектоники Кольского полуострова, составленной по данным геофизики (Цирульникова и др., 1968). Разломы, к которым приурочены главные массивы щелочных гранитов, по геофизическим данным, доходят до поверхности Мохо или локализованы в толще докембрийского фундамента (рис. 1). К этим же разломам приурочены и наиболее крупные массивы основных, ультраосновных и щелочных пород как более молодых, так и более древних, чем щелочные граниты. Наиболее крупным массивом щелочных гранитов является массив Западных Кейв. Северная его ветвь приурочена к зоне глубинного разлома, доходящего до поверхности Мохо; южная — также к крупному разлому в докембрийском фундаменте. По этим же разломам, предшествуя щелочным гранитам, внедрялись габбро-анортозиты, протяженные тела которых следуют вдоль северного и южного контактов массива.

Щелочные граниты массива Белых тундр контролируются тем же разломом, с которым связана Панская интрузия основных пород. Интрузиям щелочных гранитов Гремяха—Вырмес, рек Стрельны и Пачи, Канозера, р. Иоканьги также предшествовали пространственно связанные интрузии основных и ультраосновных пород. Дайки щелочных гранитов секут массивы основных пород Волчьей и Чуна-тундр, габбро-лабрадориты Цагинского массива.

Тесная ассоциация щелочных гранитов с интрузивами основных пород может служить указанием на общность проводников магмы и возможность глубинного образования магмы щелочных гранитов.

Детальное петрохимическое и минералогическое изучение кольских щелочных гранитов позволило установить наличие значительного сходства их составов и своеобразия геохимической специализации, отличающей их от гранитов других формаций. В щелочных гранитах главными цветными минералами являются высокожелезистые арфведсонит, феррогастингсит, эгирин и лепидомелан. Щелочным гранитам свойственно резко повышенное содержание железа, циркония, ниобия, тантала, редких земель, фтора, что в известной мере роднит их с типичными щелочными и щелочно-ультраосновными комплексами Хибин, Ловозера, Ковдора, Африканды и др., для которых обоснована их связь с подкоровыми очагами (Воробьева, 1960, 1963, 1969; Полканов и У Ли-Жень, 1961; Кухаренко и др., 1965, и др.).

Формацию щелочных гранитов от других гранитоидных формаций Кольского полуострова отличает свойственная щелочным гранитам общая высокая железистость (75—100%) и повышенная величина отношения FeO : MgO. П. Ниггли и В. Ломбард, сравнивая анализы кислых пород

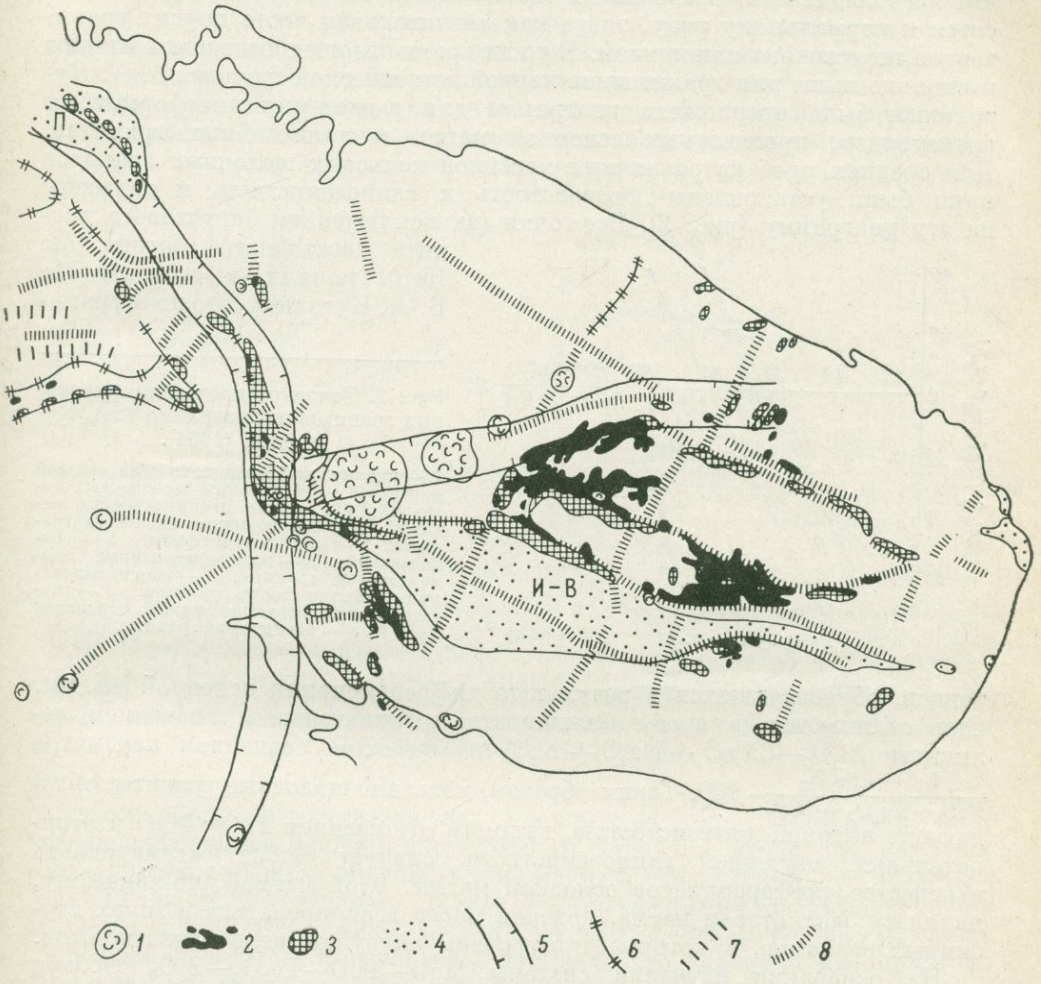


Рис. 1. Размещение массивов и жильных тел щелочных гранитов на схеме глубинных разломов Кольского полуострова. Геофизическая схема глубинных разломов составлена по данным Р. Я. Цирульниковой, Р. С. Сокол, Э. К. Чечель, Л. Е. Шустовой (Токарев, 1968).

1 — массивы щелочных пород; *2* — массивы и жилы щелочных гранитов; *3* — массивы основных и ультраосновных пород; *4* — эффузивно-осадочные толщи Печенги (*П*) и Имандра-Варзуги (*И—В*); *5* — зоны глубинных разломов до поверхности Мохо (блоки сочленения земной коры); *6* — глубинные разломы (и зоны) в докембрийском фундаменте, совмещенные с зонами больших градиентов поля силы тяжести; *7* — глубинные разломы (и зоны), по данным ГСЗ доходящие до «гранулито-базитового слоя»; *8* — глубинные разломы (и зоны) в докембрийском фундаменте.

Бушвельдского массива с анализами гранитоидов батолитовых интрузий, отмечали в первых более высокое отношение FeO : MgO. В. С. Соболев (1949) считает, что высокое отношение FeO : MgO свойственно остаточным магматическим расплавам и характерно для магматических комплексов платформ. Согласно А. А. Полканову (1955), высокое отношение FeO : MgO в гранитоидах может служить указанием на их образование путем кристаллизационной дифференциации гибридной магмы толеитового типа.

Очень наглядно четкое разделение гранитов, образовавшихся в результате дифференциации базальтовой магмы, и палингенных гранитов было показано В. А. Кутолиным (1964). При сравнении анализов гранитоидов Алтая, Таймыра, Казахстана и Дальнего Востока им было выяснено, что преобладающая часть кислых производных базальтовой магмы относится к нормальному ряду, тогда как значительная часть других гранитоидов пересыщена алюминием. В то же время отношение железа к магнию несколько выше для гранитоидов первой генетической группы. В. А. Кутолиным была предложена диаграмма для разделения платформенных гранитоидов, производных основной магмы и палингенных гранитов. Для средних проб из различных массивов кольских щелочных гранитов нами были установлены железистость и глиноземистость и нанесены на эту диаграмму (рис. 2). Все точки (за исключением биотитового гранита восточного берега оз. Явр) попали в поле *I*. По В. А. Кутолину, это поле гранитоидов, образовавшихся в результате дифференциации основной магмы. Они отличаются в своем большинстве отрицательным значением величины $Al_2O_3—(2CaO + Na_2O + K_2O)$ и высоким значением параметра $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100$. Таким образом, кольские щелочные граниты, обладающие высокой железистостью, высоким отношением FeO : MgO и отрицательным значением глиноземистости, следует также рассматривать в качестве дифференциатов основной магмы. Этой магмой, по-видимому, являлась базальтовая магма, которая могла генерироваться в зонах глубинных разломов, к которым приурочены интрузии щелочных гранитов.

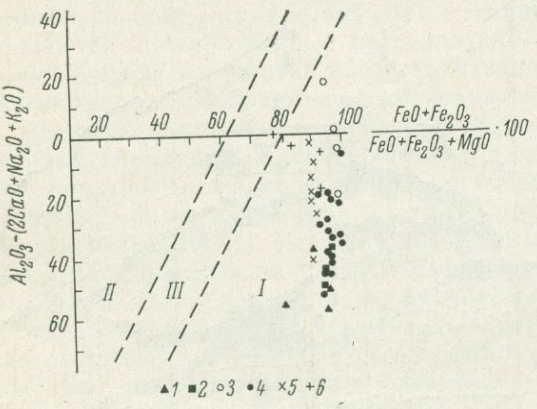


Рис. 2. Точки распределения щелочных гранитов на диаграмме В. А. Кутолина (1964).

I — кислые дифференциаты базальтовой магмы; *II* — гранитоиды батолитовых интрузий; *III* — поле неопределенных решений. Породы формации щелочных гранитов: *1* — миаскиты и сиениты; *2* — граносиениты; *3* — минерализованные приконтактные граниты; *4* — энигматит-эгирин-арфведсонитовые граниты; *5* — эгирин-авгит-феррогастингситовые граниты; *6* — биотитовые граниты.

На основании изучения системы $MgO—FeO—Fe_2O_3—SiO_2$ Осборн (Osborn, 1959) пришел к выводу, что магма оливиновых толеитов может дифференцироваться, обогащаясь железом, если валовой состав сохраняется постоянным, или же при дифференциации будет происходить обогащение кремнеземом, если парциальное давление кислорода будет оставаться постоянным или увеличиваться. Экспериментальные данные позволили Осборну построить кривые, иллюстрирующие различия в направлении изменения состава жидкости при ее кристаллическом фракционировании. На этих кривых (рис. 3) отображены зависимость содержания кремнезема в жидкости и отношения $\frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$ и общего содержания железа $FeO + Fe_2O_3$. При постоянном парциальном давлении кислорода состав жидкости *n* движется к *c*, а затем к *d*; при увеличении парциального давления кислорода от 0.21 до 1.0 атм. изменение состава жидкости определяется линией *n—a—b*. Кривые, представляющие изменение состава жидкости в процессе фракционной кристаллизации при постоянном общем составе, поднимаются круто (*n—132—40—24*) и вогнуты влево, вследствие первоначального увеличения и последующего уменьшения содер-

жания окиси кремния. Эти кривые, представляющие изменения кислородного потенциала идеально фракционирующихся жидкостей с первичным составом, подобным составу *n*, могут быть использованы для определения направления и величины изменения парциального давления кислорода в процессе фракционной кристаллизации.

В природных системах кривые, похожие на наклон участка *132—40—24*, характерны для магм скаергардского типа. По данным Осборна, кривые жидкостей, представляющих серии базальтовых магм орогенических поясов, образуют линии, напоминающие *n—c—d*. Такие линии, близкие горизонтальным, являются следствием фракционной кристаллизации при приблизительно постоянном парциальном давлении кислорода

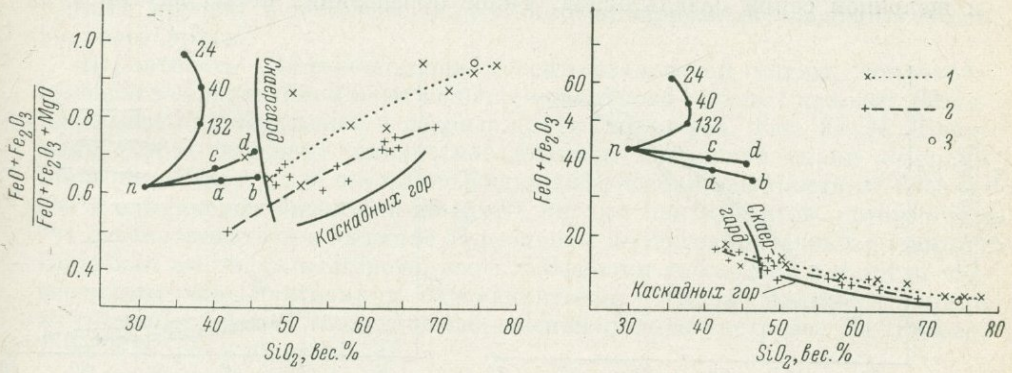


Рис. 3. Диаграммы изменения отношения $\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ и $Fe_2O_3 + FeO$ в замости от SiO_2, использованные Осборном (1959) для иллюстрации сходства путей кристаллизации природных базальтов (Каскадных гор и Скаергарда) и системы $FeO—Fe_2O_3—MgO—SiO_2$ при условии постоянства общего состава (кривые *n—132—40—24*), постоянства порциального давления кислорода (кривые *n—c—d*), увеличения парциального давления кислорода от 0.21 до 1.0 атм. (кривые *n—a—b*). На эту же диаграмму нанесены данные по эффузивам Имандра-Варзуги (*1*), Печенги (*2*) и средний состав щелочного гранита (*3*).

или несколько увеличивающемся. Главным фактором однородного или увеличивающегося уровня парциального давления кислорода является более высокое содержание воды в этих магмах. Эти условия, по представлениям Осборна, могут быть достигнуты при внедрении базальтовой магмы в геосинклинальные осадки, из которых они адсорбируют воду и таким образом поддерживают постоянство парциального давления кислорода за счет диссоциации воды. Типичным примером этого типа дифференциации Осборн приводит район Каскадных гор.

Рассматривая вопрос об источнике магмы щелочных гранитов, следует иметь в виду, что интрузиям кольских щелочных гранитов предшествовало осадконакопление, сопровождающееся мощными излияниями эффузивов, и внедрение интрузий основных и ультраосновных пород. Например, суммарная мощность эффузивов печенгской серии составляет 4—5 до 6 км (Загородный и др., 1964; Предовский и др., 1968), серии имандра-варзуга — 5—6 до 8 км (Козлов, 1968). Наиболее детально в настоящее время изучены эффузивы печенгской серии.

По особенностям эволюции химизма в осадочно-вулканогенной толще печенгской серии Д. Д. Мирская (Загородный и др., 1964) объединяет две нижние и две верхние толщи. Породы первой и второй вулканогенных толщ обладают менее основным составом с проявлением щелочных черт, которые свойственны дифференциатам щелочной оливино-базальтовой магмы. В этих толщах наряду с дифференциацией, идущей по линии пи-

роксенов, более резко выражена дифференциация, идущая по линии полевых шпатов; это отчетливо выражается в химизме конечных членов ряда, обогащенных щелочами, кремнеземом, но обедненных глиноземом и кальцием.

Эффузивы третьей и четвертой вулканогенных толщ представляют собой основные базальтоиды. Ход дифференциации в пределах этих толщ близок к скаергардскому типу. В них резко преобладает дифференциация, обусловленная фракционированием в ряду темноцветных минералов.

Заключительные этапы магматизма (экструзивного и интрузивного), по данным Д. Д. Мирской, представлены в печенгской серии дифференциатами базальтовой магмы со смешанными чертами химизма толеитовой и щелочной серий базальтоидов. Такое образование пород внутри вул-

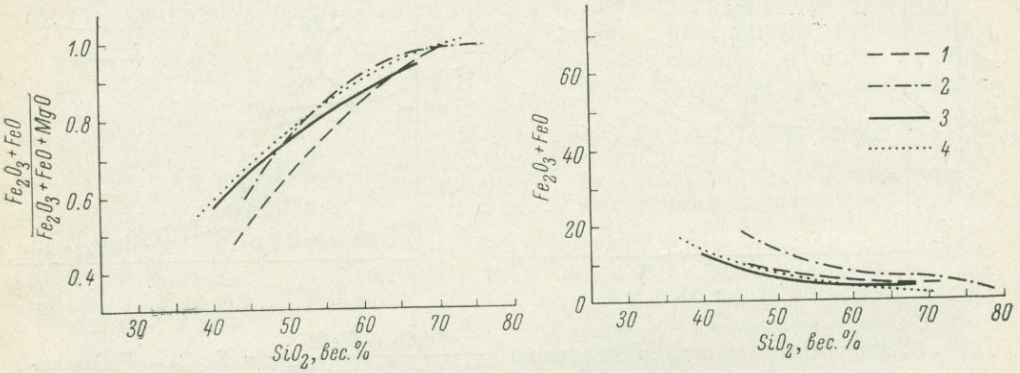


Рис. 4. Диаграммы изменения отношений $\frac{Fe_2O_3+FeO}{Fe_2O_3FeO+MgO}$ и Fe_2O_3+FeO в зависимости от SiO_2 для трапповой серии Центральной Эфиопии (*1*), четвертичных лав Эфиопии (*2*), лав островов Гран Канари (*3*) и Ла-Пальма (*4*) (Шейнманн, 1968).

каногенных толщ происходило путем многоэтапной дифференциации базальтовой магмы во внутрикоровых очагах.

Прослеживая ход дифференциации печенгской серии в целом (по средним данным для вулканогенных серий, приводимых Д. Д. Мирской), можно видеть, что на диаграмме Осборна (рис. 3) средние данные по исходной магме, вулканогенным сериям и составы экструзивных пород печенгской серии имеют наклон, соответствующий наклону кривых с постоянным или увеличивающимся парциальным давлением кислорода, и близки линии, приводимой Осборном как типичной для орогенических областей — серии дифференциатов Каскадных гор.

По эффузивным породам свиты имандра-варзуга имеются значительно менее полные данные. Нами использованы 9 анализов М. Т. Козлова, любезно предоставленных в наше распоряжение. Данные по ним нанесены на диаграмму Осборна (рис. 3). На обеих частях диаграмм анализы ложатся на кривую, иллюстрирующую ту же тенденцию дифференциации, что и эффузивные серии Печенги. Нанесенные аналогичным образом на диаграмму Осборна (рис. 3) средние данные по кольским щелочным гранитам также закономерно ложатся на продолжении кривых дифференциации эффузивов имандра-варзугской серии. На кривой для пород свиты имандра-варзуга вместе с щелочными гранитами расположены точки кератофиров, очень близких по составу щелочным гранитам (Соустов, 1940) и, возможно, являющихся эффузивными аналогами последних. Кератофиры в свите имандра-варзуга не имеют широкого распространения; они отмечены на Вите полуострове, г. Арваренч, Прихибинском и Восточном участках

(Геология СССР, т. XXVII, ч. I, 1958). Отсутствие значительных проявлений кислых эффузивов в свите имандра-варзуга, по-видимому, можно объяснять тем, что при селективной выплавке из перидотитовой мантии базальтоидной магмы кислые дифференциаты вследствие значительно большей вязкости и длительности дифференциации внедрились позднее и образовали нтрузивные тела щелочных гранитов, которые пространственно тяготеют к тем же разломам, по которым ранее происходило излияние эффузивов. Внедрение щелочных гранитов происходило позже эффузивов при заключительных стадиях становления платформенного режима. При этом интрузии щелочных гранитов локализовались в пределах непосредственных зон разломов по границам нижнего и верхнего структурных ярусов, в меньшей мере — внутри эффузивно-осадочных толщ верхнего яруса.

Вероятность дифференциации толеит-базальтовой магмы, сопровождающейся образованием магм щелочно-гранитного состава, находит дополнительное подтверждение и на ряде других примеров. Так, Ю. М. Шейнманн (1968) приводит химические анализы траппповой серии Эфиопии (по Mohr, 1960 г.), где отчетливо видна дифференцированность от базальтов и оливиновых базальтов до самых кислых пантелиритов, которые могут рассматриваться в качестве эффузивных аналогов щелочных гранитов. Подобная же дифференцированность в Эфиопии наблюдается и среди четвертичных лав. Пантелирит, пантелиритовый обсидиан являются одними из типичных кислых продуктов извержений вулканов островов Ла-Пальма, Гран-Канари и др. (рис. 4).

Приведенные данные и установленные факты несомненной приуроченности массивов кольских щелочных гранитов к зонам глубинных разломов показывают, что щелочные граниты могут образоваться в результате дифференциации магм оливин-базальтовой серии, происходившей в условиях постоянного или увеличивающегося парциального давления кислорода. Известную моделирующую роль при этом могли играть процессы ассимиляции и гибридизма.

ЛИТЕРАТУРА

Батиева И. Д., И. В. Бельков. 1968. Гранитоидные формации Кольского полуострова. В кн.: Очерки петрологии, минералогии и металлогении гранитоидов Кольского полуострова. Изд. «Наука», Л.

Влодавец В. И. 1935. Пинуайвчорр—Юкспор—Расвумчорр. В кн.: Материалы по геологии и петрографии Хибинских тундр, Тр. Аркт. инст., т. 23.

Воробьева О. А. 1960. Щелочные породы СССР. Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК, Проблема 13, Изд. АН СССР.

Воробьева О. А. 1963. Проблема щелочного магматизма. В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. Изд. АН СССР, М.

Воробьева О. А. 1969. Главные особенности размещения и формирования щелочных пород. В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, т. II, изд. «Наука», М.

Гаскельберг В. Г., Ю. В. Подольский, Н. А. Радзевич. 1969. Химический состав щелочных гранитов Кольского полуострова как источник информации об их генезисе. Сов. геология, № 4.

Геология СССР, т. XXVII, ч. 1. 1958. Госгеолтехиздат.

Загородный В. Г., Д. Д. Мирская, С. Н. Суслова. 1964. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканической серии. Изд. «Наука», М.—Л.

Козлов М. Т. 1968. Структура зоны сочленения комплексов протерозоя и архея в юго-восточной части Кольского полуострова. В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова, Апатиты.

Коваленко В. И., Л. В. Окладникова, А. С. Павленко, Э. И. Пополитов, Л. В. Филиппов. 1965. Петрология среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований, изд. «Наука», М.

Коваленко В. И., В. А. Писарская, Э. И. Пополитов. 1968. Анализ минеральных парагенезисов с рибекит-арфведсонитом и фации щелочных гранитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9.
Куплетский Б. М. 1936. К вопросу о генезисе щелочных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
Куплетский Б. М., О. А. Воробьева. 1930. Геолого-петрографические наблюдения на центральном водоразделе Кольского полуострова летом 1928 г. Тр. Лен. общ. естествоисп., т. IX, вып. 4.
Куплетский Б. М., А. А. Чумаков. 1948. О происхождении щелочных гранитов Кольского полуострова. ДАН СССР, т. LIX, № 4.
Кутолин В. А. 1964. Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей. Геология и геофизика, № 2.
Кухаренко А. А., М. П. Орлова, А. Г. Булах, Э. А. Богдасаров, О. М. Римская-Корсакова, Е. И. Нефедов, Г. А. Ильинский, А. С. Сергеев, Н. Б. Абакумова. 1965. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Изд. «Недра», М.
Ожогин В. А. 1968. Некоторые результаты статистической обработки силикатных анализов верхнепонойских щелочных гранитов и вмещающих их пород (Кольский полуостров). ДАН СССР, т. 182, № 2.
Ожогин В. А. 1968. Циркон верхнепонойских щелочных гранитов как показатель их генезиса (Кольский полуостров). ДАН СССР, т. 182, № 3.
Павленко А. С. 1963. Петрология и некоторые геохимические особенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы. В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород, Изд. АН СССР, М.
Полканов А. А. 1955. Проблема происхождения гранитов платформенных областей и геология, магматизм и граниты эпохи хогландия—иотния южной части Балтийского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 5.
Полканов А. А., Н. А. Елисеев. 1940. Структура и геологическая история плутона щелочных пород Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
Полканов А. А., Н. А. Елисеев. 1941. Петрология плутона Гремяха-Вырмес (Кольский полуостров). Изд. ЛГУ.
Полканов А. А., У Ли-Жень. 1961. О генезисе и эволюции щелочной магмы Хибинского субвулкана. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12.
Предовский А. А., Ж. А. Федотов, А. С. Воинов, А. М. Ахмедов. 1968. Новые данные о строении и составе вулканогенно-осадочных толщ Печенги. В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова, Апатиты.
Сидоренко А. В., В. А. Ожогин. 1968. Применение аэрофотосъемки для определения первичного генезиса глубокометаморфизованных щелочных пород Кольского полуострова. ДАН СССР, т. 180, № 3.
Соболев В. С. 1949. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. гос. унив.
Соустов Н. И. Протерозойская спилито-диабазовая формация Имандра-Варзуга на Кольском полуострове. Тр. ИГНАН СССР, вып. 26, петрограф. сер. (№ 9).
Токарев В. А. 1968. Главные глубинные разломы Кольского полуострова. В кн.: Геологическое строение, развитие и рудоносность Кольского полуострова, Апатиты.
Харитонов Л. Я. 1966. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Изд. «Недра», М.
Цирульникова М. Я., Э. К. Чечель, Л. Е. Шустова, Р. С. Сокол. 1968. Глубинное строение земной коры и восточной части Балтийского щита. В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита, изд. «Наука», Л.
Чирвинский П. Н. 1937. Химико-минералогическая динамика щелочных магм. Зап. Всеросс. минер. общ., ч. 66, вып. 1.
Чумаков А. А. 1958. О происхождении щелочных гранитов Кейв. В кн.: Щелочные граниты Кольского полуострова. Изд. АН СССР, М.—Л.
Шейнманн Ю. М., Ф. Р. Апельцин, Е. А. Нечаева. 1961. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Геология месторожд. редких элементов, вып. 12—13.
Шейнманн Ю. М. 1968. Очерки глубинной геологии. Изд. «Недра», М.
Щелочные граниты Кольского полуострова. 1958. Изд. АН СССР, М.—Л.

Е. И. Бондаренко, Т. В. Климовская, В. И. Сухов

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ГЕНЕЗИС И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ БУХТЯНСКОГО МАССИВА ПРОПИЛИТОВ (НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

Территория Дальнего Востока в отдельных своих районах отличается чрезвычайно широким развитием вулканитов. Одним из таких районов является Нижнее Приамурье. К настоящему времени в Нижне-Амурской вулканической зоне известно более 70 массивов вторичных кварцитов, пропилитов и некоторых других типов гидротермально измененных пород, связанных с экструзивно-эффузивными комплексами. Эти массивы несут признаки золотой, алунитовой, корундовой, андалузитовой, диаспоровой, пирофиллитовой, медной, полиметаллической и молибденовой минерализаций. Ряд массивов совершенно не изучен и их рудоносность остается неясной. Поэтому возникает настоятельная необходимость дальнейшего исследования массивов пропилитизированных пород с целью изучения вещественного состава измененных пород, их зональности и соотношения гидротермального изменения и оруденения, установления закономерностей распределения в них золотой минерализации, получения критериев для определения глубины эрозионного среза. Это тем более важно, что известные в Нижнем Приамурье проявления и месторождения находятся в таких же геолого-структурных условиях, как и крупные месторождения высокоглиноземистого сырья, золота, полиметаллов и других полезных ископаемых Северо-Востока СССР, Кореи, Китая и Японии.

Ниже приводится описание одного из наиболее хорошо изученных в Нижнем Приамурье Бухтянского массива пропилитов.

Бухтянский массив пропилитов расположен на побережье приустьевой части Амура, в бассейне руч. 12-я Площадка. Массив был выявлен в 1961 г. ДВТГУ. В 1963—1964 гг. авторами было произведено детальное изучение массива, результаты которого излагаются в настоящей статье.

Массив пропилитов приурочен к центральной части Бухтянского вулканического сооружения, имеющего изометричную в плане форму и площадь около 100 км^2. Сооружение локализовано в месте пересечения Николаевского и Срединного глубинных разломов. Активная вулканическая деятельность продолжалась здесь в течение эоцена, олигоцена и миоцена. В эоцене был образован обширный (300 км^2) покров базальтоидов мощностью около 250 м. Корни покрова не обнажены. Лишь в приустьевой части руч. 12-я Площадка наблюдается крутое (40—70°, против обычных 5—10°), залегание потоков, что позволяет предполагать здесь один из питающих каналов. На границе эоцена и олигоцена фиксируется перерыв в вулканической деятельности, выраженный в образовании коры выветривания по базальтоидам. Возобновившаяся в олигоцене вулканическая деятельность отличалась большой интенсивностью и, несмотря на то что главный питающий центр определяется довольно четко, носила ареальный характер.

Главные особенности строения и состава рассматриваемого вулканического сооружения состоят в многостадийности и опреленной направленности вулкано-экструзивных процессов. В составе сооружения резко преобладают экструзивные фации. Основной центр вулканических извержений располагался в бассейне руч. 12-я Площадка, где сосредоточена главная масса наиболее крупных экструзивов. В окрестностях главного центра эрупций расположен ряд более мелких палеовулканов, относящихся к категории побочных. События, приведшие к формированию вулканогенного сооружения, протекали в следующей последовательности:

I — формирование покрова базальтоидов (эоцен), абс. возраст 51 и 45 млн лет;
II — формирование коры выветривания монтмориллонитового состава;
III — внедрение экструзий трахириолитового состава и связанных с ними пирокластических пород (олигоцен), абс. возраст 45, 42 и 36 млн лет (в среднем 39 млн лет);
IV — образование экструзий и незначительных по протяженности потоков трахидацитов (олигоцен), абс. возраст 43 и 34 млн лет (в среднем 38.5 млн лет);
V — формирование экструзий трахидацитов, переходных к щелочноземельным трахитам (олигоцен), абс. возраст 34 млн лет;
VI — эффузии и экструзии щелочноземельных трахитов (олигоцен), абс. возраст 38, 34 и 28 млн лет (в среднем 33 млн лет);
VII — внедрение даек латитов и андезитов (олигоцен);
VIII — гидротермальная деятельность с образованием золотоносных пропилитов (олигоцен), абс. возраст адуляр-кварцевого пропилита 40 млн лет;
IX — излияния базальтов и долеритов (миоцен).

Гидротермальному изменению подвергнуты олигоценовые экструзивные и эоценовые покровные образования. По составу и минеральным ассоциациям гидротермально измененные породы относятся к пропилитовой рудной формации; им присуще развитие таких вторичных минералов, как адуляр, серицит, монтмориллонит, карбонат, хлорит, пирит. В целом различаются: а) главные минералы, определяющие основные типы минеральных фаций пород — кварц, адуляр, серицит, монтмориллонит, хлорит и б) второстепенные минералы — карбонат, гидрослюда, эпидот, пирит, ярозит, анатаз. Из реликтовых минералов отмечаются циркон и апатит.

Среди пропилитов в пределах массива от центральной части к периферии выделены четыре главные минеральные фации:

1) кварц-адуляровая — кварц, адуляр, серицит, пирит, примеси (зеленая гидрослюда, лимонит, анатаз, ярозит);

2) кварц-серицитовая — кварц, серицит, пирит, примеси (ярозит, анатаз, зеленая гидрослюда, монтмориллонит);

3) серицит-монтмориллонитовая — монтмориллонит, серицит, кварц, примеси (хлорит, пирит);

4) карбонатно-хлоритовая — хлорит, карбонат, кварц, пирит, примеси (монтмориллонит, серицит, эпидот).

Приведенную схему зональности пропилитов на рис. 1 следует рассматривать как несколько идеализированную в части центральных кварц-адуляровой и кварц-серицитовой фаций. Причина этого заключается в том, что процессы метасоматоза происходили неравномерно в силу различной на разных участках компетентности исходных пород, их трещиноватости, пористости и т. д. Важнейшую роль имело то обстоятельство, что гидротермальному изменению предшествовали или сопровождали его тектонические подвижки локального характера, образовавшие в целом четыре ослабленные зоны линейного типа, в пределах которых породы наиболее изменены, часто с образованием множества так называемых «кварцевых осей». В стороны от последних наблюдается постепенное падение степени метасоматической переработки пород. Наиболее крупная из ослабленных зон располагалась ближе к западной части массива пропилитов и имеет вытянутую в северо-северо-восточном направлении форму в плане и параметры 1000×350 м. Еще три ослабленные зоны располагались в юго-восточной части массива. Они также имеют линейные формы.

Весьма показательна микрозональность пропилитов, наблюдаемая в пределах ослабленных тектонических зон, реже вне их. По наблюдениям в канавах фиксируется множество «кварцевых осей», сложенных сливным метасоматическим кварцем с примесью адуляра и гидрослюды. «Оси» имеют линейную форму, протяженность от 1—2 до 20 м, мощность от первых сантиметров до 1—1.5 м, контакты их крутые. Непосредственно к кварцевым осям примыкают породы, которые в поле именовались «метасоматическими брекчиями». Они обычно состоят из обломков пер-

вично флюидальных пород и цемента. Обломки, как об этом можно судить по реликтовой флюидальной текстуре, ориентированы параллельно, а цементирующая масса имеет состав кварцевых осей. Ширина зон «метасоматических брекчий» колеблется в широких пределах, от первых десятков сантиметров до первых десятков метров; переход от кварцевых осей к метасоматическим брекчиям постепенный. Нередко кварцевая ось отсутствует. В этом случае «метасоматические брекчии» могут рассматриваться

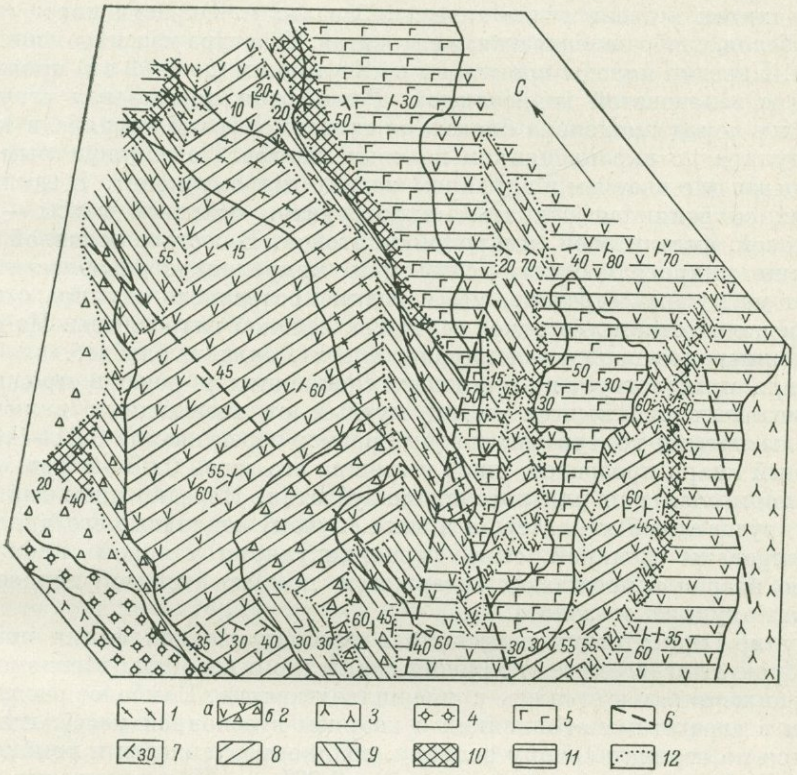


Рис. 1. Геологическая карта Бухтянского массива пропилитов.

1 — щелочноземельные трахиты флюидальные; *2* — щелочноземельные трахиты плитчатые (*а*) и их эруптивные брекчии (*б*); *3* — трахидациты; *4* — трахириолиты; *5* — андезито-базальты и их туфы; *6* — тектонические разрывы; *7* — элементы залегания плитчатости и флюидальности. Минеральные фации пропилитов; *8* — кварц-адуляровая; *9* — кварц-серицитовая; *10* — серицит-монтмориллонитовая; *11* — карбонатно-хлоритовая; *12* — границы минеральных фаций.

как «недоразвитые оси». На периферии метасоматические брекчии постепенно сменяются «серицитолитами» (полевое название) — кварц-серицитовыми пропилитами.

Таким образом, упомянутая выше идеализация в выделении кварц-адуляровой и кварц-серицитовой фаций состоит в том, что в пределах контуров, например кварц-адуляровой фации, наблюдается максимальное развитие пород с адуляром и метасоматическим кварцем, но здесь имеют место также породы более низкой степени изменения — кварц-серицитовые пропилиты. В свою очередь среди последних имеются кварц-адуляровые, но здесь они развиты нешироко.

Необходимо также отметить, что закономерности в распределении пропилитов перечисленных выше фаций местами нарушаются появлением среди кварц-адуляровой и кварц-серицитовой фаций пропилитов, для которых характерен эпидот, имеющий реликтовый характер и свидетельствую-

щий о проявлении более ранней и, очевидно, более высокотемпературной стадии изменения пород. Во всех фациях пропилитов проявлены реликтовые структуры исходных пород, особенно во внешних фациях. В самой внутренней кварц-адуляровой фации такие структуры часто затушеваны в «кварцевых осях» и участках развития кварцевых прожилков.

Ниже приводится краткая характеристика выделенных фаций пропилитов.

Кварц-адуляровая фация образована по щелочноземельным трахитам и очень редко андезито-базальтам. Окраска пород светло-серая, белая, слабо-зеленоватая, желтоватая. Текстура массивная или брекчиевая. Нередко породы пронизаны сетью тонких (до 1—2 см) прожилков кварца с зеленоватой гидрослюдой. Реликтовая порфировая структура исходных пород проявлена благодаря псевдоморфозам адуляра и кварца или адуляра по вкрапленникам полевых шпатов. По темноцветным минералам наряду с кварцем и адуляром развит гидромусковит. В единичных случаях сохраняются реликты микроструктур основной массы — пилотакситовой, фельзитовой. микропойкилитовой. В составе основной массы различим микрогранобластический или микролепидогранобластический агрегат из мутных зерен кварца и водянопрозрачного адуляра с подчиненным количеством листочков серицита, зеленой гидрослюды. Из реликтовых минералов попадются циркон, апатит, эпидот, альбит.

Кварц присутствует в агрегатных скоплениях и реже в прожилках. В агрегатных скоплениях кварц мутный от пылевидных включений, с расплывчатыми контурами; средний размер зерен кварца 0.01—0.02 мм. Жильный кварц прозрачен, чист, величина его зерен 0.06—0.1 мм, форма зерен полигональная или роговиково-зубчатая. Нередко жильный кварц имеет друзовидный характер, и в этих случаях отдельные его кристаллы ориентированы длинной осью перпендикулярно стенкам прожилков. Помимо кварца в прожилках содержится примесь зеленой гидрослюды, пирита, адуляра и золота.

Адуляр, присутствуя постоянно в рассматриваемой фации пропилитов, образует агрегатные скопления совместно с кварцем, псевдоморфозы по вкрапленникам и примесь в прожилках кварца. Наиболее распространен он в агрегатных скоплениях с кварцем в основной массе, где легко узнается по отрицательному рельефу, водянопрозрачности и ромбическим сечениям. Размеры зерен не превышают 0.064 мм. При замещении вкрапленников адуляр развивается или с краев зерна или вдоль спайности, образует полные псевдоморфозы или наблюдается совместно с кварцем. Адуляр совместно с кварцем замещает, видимо, также темноцветные минералы. Последние узнаются благодаря наличию мелких зерен анатаза, образующих цепочки вдоль спайности бывшего темноцветного минерала (биотит?).

Серицит в кварц-адуляровых пропилитах представляет частую примесь, образуя мельчайшие чешуйки, реже более крупные пластинки с мусковитовым двупреломлением. Максимальный размер пластинок 0.6 мм. Содержание серицита составляет в среднем 20—30% объема породы. Формы проявления серицита следующие: 1) псевдоморфозы по вкрапленникам полевых шпатов и темноцветных минералов и 2) рассеянные чешуйки и пятнообразные скопления в базисе породы. По полевым шпатам образуются агрегаты мельчайших чешуек, а по темноцветным — монокристаллы светлой слюды типа мусковита.

Почти постоянную примесь в рассматриваемой фации пропилитов представляет также зеленая гидрослюда. Последняя образует псевдоморфозы по полевым шпатам и темноцветным минералам, рассеяные чешуйки и их скопления в основной массе; кроме того, гидрослюда встречается в адуляр-кварцевых и кварцевых прожилках. Под микроскопом гидро-

слюда слабо окрашена в зеленоватый или желтовато-зеленоватый цвет, плеохроизм очень слабый в этих же тонах, двупреломление обычное для гидрослюд: желтые, красные, реже синие цвета второго порядка, $Ng=1.578$, $Np=1.556$, $Ng-Np=0.022$. Размеры чешуек не превышают 0.02 мм. Дебаеграммы гидрослюды оказались близкими дебаеграмме «шилкинита» (по справочнику В. И. Михеева).

В кварц-адуляровых пропилитах встречается пирит в виде рассеянной вкрапленности; реже он образует мелкие скопления. Количество пирита составляет в среднем 1—2%. В приповерхностной зоне он окислен с образованием по нему псевдоморфоз лимонита и ярозита. Последний минерал кроме псевдоморфоз по пириту с сохранением его формы встречается в рассеянном состоянии в виде зерен неопределенной формы, а также в прожилках совместно с кварцем.

Кварц-серицитовая фация образована по щелочноземельным трахитам, реже андезито-базальтам. Породы этой фации примыкают непосредственно к кварц-адуляровым пропилитам и связаны с последними постепенными переходами. Главными минералами фации являются серицит и кварц. К ним примешиваются зеленая гидрослюда, адуляр, монтмориллонит, ярозит, пирит, анатаз. Из реликтовых структур проявлены порфировая и обломочная; в редких случаях отмечены реликты структур основной массы — пилотакситовой, перлитовой, микрозернистой. Микроструктура пород — гранолепидобластовая или лепидогранобластовая, зависит от количественного соотношения главных минералов — кварца и серицита.

Кварц, образуя, как и в предыдущей фациии, агрегатные скопления и слагая прожилки, содержится в переменном количестве — от 15—20 до 50—60% объема породы. Серицит присутствует в тех же формах, что и в кварц-адуляровой фации; содержание его колеблется от 20 до 60%. Изучение серицитов термическими методами показало, что они относятся к группе гидрослюд, к серицитам гидромусковитового ряда.

Второстепенные минералы кварц-серицитовых пропилитов — адуляр, зеленая гидрослюда, анатаз, пирит, ярозит — существенно не отличаются от таковых кварц-адуляровой фации; следует лишь отметить, что содержание адуляра иногда достигает 10—15%, зеленой гидрослюды — от 1—2 до 30%.

В переходной зоне к серицит-монтмориллонитовой фации встречается монтмориллонит в количестве до 5—10%. Он образует тонкочешуйчатые массы, окрашенные в буроватый цвет, с относительно высоким двупреломлением и низким (ниже канадского бальзама) показателем преломления. Отчетливо видно более позднее по отношению к серициту образование монтмориллонита, замещающего серицит.

Серицит-монтмориллонитовая фация занимает промежуточное положение между кварц-серицитовой и карбонатно-хлоритовой фациями. В ряде мест она не получает своего полного развития, но и в этих случаях на границах между кварц-серицитовой и карбонатно-хлоритовой фациями присутствует монтмориллонит в количестве 1—5%. Исходными для серицит-монтмориллонитовых пропилитов породами послужили щелочноземельные трахиты, туфовые брекчии и андезито-базальты. Помимо породообразующих серицита и монтмориллонита в качестве примеси в рассматриваемых пропилитах содержатся кварц, пирит, хлорит, лимонит, ярозит. Породы окрашены в белый, голубовато-белый с коричневато-буроватым или желтоватым оттенком цвет, массивные или брекчиевые. Наиболее измененные разности пропилитов представляют собой жирную на ощупь глину.

При микроскопическом изучении заметны структуры исходных пород — порфировая, интерсертальная, брекчиевая, иногда реликты структур

основной массы — пилотакситовой, стекловатой, флюидальной. Из реликтовых минералов первичных пород установлены циркон, апатит, монацит. Монтмориллонит образует чешуйки размером от десятитысячных до сотых долей миллиметров. Содержание его в породах составляет 30—60%. Формы проявления — тонкочешуйчатые скопления в основной массе и псевдоморфозы замещения вкрапленников в виде агрегатов чешуй, находящихся совместно с серицитом. В шлифах тонкочешуйчатые скопления монтмориллонита имеют слабую коричнево-буроватую окраску. От серицита он отличается низким (ниже канадского бальзама) показателем преломления. Присутствие минералов монтмориллонитовой группы подтверждено термическими анализами. Термометрические свойства глиноподобных образований в одних случаях оказываются близкими к железистому монтмориллониту (нонтрониту), в других — представлены собственно монтмориллонитом.

Серицит присутствует совместно с монтмориллонитом в основной массе в виде рассеянных чешуй и их скоплений, в псевдоморфозах замещения по вкрапленникам полевых шпатов и темноцветных минералов. Содержание его колеблется от 20 до 50% объема породы. Из других постоянных минералов рассматриваемых пропилитов следует отметить кварц, содержание которого колеблется от 3—5 до 15—20%. Формы проявления его те же, что и в кварц-серицитовой фации. Как правило, он отмечается в агрегатах совместно с серицитом и монтмориллонитом, реже образует самостоятельные агрегатные скопления. Хлорит встречается близ контакта с карбонатно-хлоритовыми пропилитами в виде тонкочешуйчатых агрегатов вместе с серицитом, монтмориллонитом и кварцем, развитых по вулканическому стеклу и темноцветным минералам. Кроме того, он совместно с кварцем образует прожилки. Пирит довольно част, имеет идиоморфные очертания, образует рассеянную вкрапленность, реже скопления нескольких зерен. Размеры кристаллов пирита не превышают 0.1 мм.

К а р б о н а т н о - х л о р и т о в а я ф а ц и я является самой внешней фацией Бухтянского массива пропилитов и образована главным образом по андезито-базальтам и лишь отчасти по щелочноземельным трахитам. Внешне это серые, серовато-зеленые породы массивной или миндалекаменной текстуры, с хорошо сохранившимися структурами исходных пород. Для рассматриваемой фации характерно развитие таких минералов, как карбонат, хлорит, эпидот (землистые массы), кварц, пирит, которые совместно образуют агрегаты и псевдоморфозы замещения вкрапленников. Реже хлорит, кварц и карбонат отмечаются в прожилках. Из минералов первичных пород наименьшему изменению подвергнут плагиоклаз в андезито-базальтах, в то время как в трахитах он замещен карбонатом, монтмориллонитом и другими вторичными минералами.

Хлорит — наиболее распространенный вторичный минерал рассматриваемых пропилитов. Он слагает псевдоморфозы замещения темноцветных минералов, агрегаты чешуй по вулканическому стеклу, реже развит по плагиоклазу, в прожилках и миндалинах. Форма кристаллов хлорита пластинчатая, листовая, чешуйчатая. В шлифах он окрашен в желтовато-зеленый цвет в тонкочешуйчатых скоплениях и в голубовато-зеленый (с плеохроизмом до почти бесцветного) цвет в пластинках. Размеры последних не превышают 0.4 мм по длинной оси. Судя по характеру двупреломления (аномальные, от синих до малиновых цвета интерференции), хлорит относится к магнезиально-железистой разности. Содержание хлорита в породе колеблется от 20 до 60%.

Карбонат отмечается в виде агрегатов из зерен размером 0.02—0.2 мм, развивающихся по вкрапленникам, в миндалинах, реже в прожилках. В псевдоморфозах замещения он дает или мономинеральные зернистые скопления или находится совместно с хлоритом и кварцем. Наиболее часто

он развит по вкрапленникам плагиоклаза. В миндалинах и прожилках карбонат присутствует вместе с хлоритом и кварцем.

Эпидот отмечается в качестве незначительной примеси. Содержание его не превышает 1—5% объема породы. Развит он по вкрапленникам и в основной массе в микрозернистых или землистых скоплениях совместно с хлоритом и кварцем. В шлифах минерал очень слабо окрашен в зеленовато-желтый цвет, отличается от эпидота первой стадии своей микрозернистостью и ассоциацией с низкотемпературными минералами — хлоритом и карбонатом.

Кварц и серицит наблюдаются совместно с хлоритом и карбонатом. Количество хлорита — 5—10%, карбоната — до 10—20%. Монтмориллонит присутствует в виде постоянной примеси от следов до 30%. Формы

Таблица 1

Привнос, вынос при преобразовании щелочноземельного трахита в породы пропилитовой формации на участке Бухтянка

Компоненты	1		2		3		4		5	
	вес. %	на 100 см³	вес. %	на 100 см³	вес. %	на 100 см³	вес. %	на 100 см³	вес. %	на 100 см³
SiO_2	62.95	163.04	76.26	170.10	80.79	197.94	71.11	176.19	64.21	167.17
TiO_2	1.11	2.87	0.23	0.51	0.14	0.34	0.43	1.04	1.17	2.94
Al_2O_3	15.53	40.22	11.44	25.51	9.61	23.54	12.69	30.58	15.47	38.83
Fe_2O_3	3.35	8.68	1.20	0.28	0.08	0.20	2.19	5.28	3.61	9.06
FeO	2.19	5.67	0.57	1.27	1.41	3.45	1.32	3.18	1.95	4.89
MnO	0.15	0.39	0.01	0.02	0.00	0.00	0.05	0.12	0.10	0.25
MgO	1.20	3.10	0.22	0.49	0.14	0.34	1.47	3.54	0.85	2.13
CaO	3.57	9.25	0.08	0.18	0.08	0.20	0.81	1.95	2.42	6.07
Na_2O	5.26	13.62	0.25	0.56	2.01	4.92	0.23	0.55	4.65	11.67
K_2O	3.24	8.39	9.53	21.25	4.90	12.00	4.73	11.40	3.30	8.28
P_2O_5	0.43	1.11	0.04	0.09	0.01	0.02	0.18	0.43	—	—
SO_3	—	—	0.01	0.02	0.04	0.10	—	—	0.01	0.02
H_2O^+	0.73	1.89	0.69	1.54	0.59	1.45	2.77	6.68	1.60	4.02
П. п. п.	0.68	1.76	0.48	1.07	—	—	2.60	6.27	—	—
Об. вес	2.59	—	2.23	—	2.45	—	2.41	—	2.51	—

Таблица 1 (*продолжение*)

Компоненты	Привнос (+) и вынос (—), г/100 см³				Относительная разница, %			
	1—2	1—3	1—4	1—5				
SiO_2	+7.06	+34.90	+13.15	—1.87	4.3	20.8	8.0	1.1
TiO_2	—2.36	—2.53	—1.83	+0.07	82.2	88.2	63.7	2.4
Al_2O_3	—14.71	—16.68	—19.64	—1.39	36.6	41.2	48.8	3.4
Fe_2O_3	—8.40	—8.48	—3.40	+0.38	97.6	97.6	39.2	4.4
FeO	—4.40	—2.22	—2.49	—0.78	77.6	39.1	43.9	13.7
MnO	—0.37	—0.39	—0.27	—0.14	95.0	100	70.0	35.9
MgO	—2.61	—2.76	+0.44	—0.97	84.2	89.0	14.2	31.3
CaO	—9.07	—9.05	—7.30	—3.18	97.0	97.8	78.9	34.4
Na_2O	—13.06	—8.70	—13.07	—1.95	96.0	63.9	96.0	14.3
K_2O	+12.86	+3.61	+3.01	—0.11	153.3	43.0	45.4	1.3
P_2O_5	—1.02	—1.09	—0.68	—	91.9	98.2	61.3	—
SO_3	+0.02	+0.10	—	—	0.0	0.0	0.0	—
H_2O^+	—0.35	—0.44	+4.78	+2.23	18.5	23.4	25.3	118.0
П. п. п.	—0.69	—	+5.59	—	39.2	—	—	—
Об. вес								

Примечание. 1 — свежий щелочноземельный трахит из экструзива (обр. 191-8, колл. В. И. Сухова, 1964 г.); 2 — кварц-адуляровая порода (обр. 203-12, колл. В. И. Сухова, 1964); 3 — кварц-серицитовая порода (обр. 198-7, колл. В. И. Сухова, 1964 г.); 4 — серицит-монтмориллонитовая с кварцем порода (обр. 200-12, колл. В. И. Сухова, 1964 г.); 5 — сильно хлоритизированный щелочноземельный трахит (обр. 94-7, колл. В. И. Сухова, 1964 г.).

проявления его те же, что и в серицит-монтмориллонитовой фации. Чаще всего его тонкочешуйчатые скопления развиты в основной массе совместно с хлоритом. Реже он отмечается в псевдоморфозах замещения в агрегатах вместе с серицитом и хлоритом. Пирит образует неравномерную вкрапленность, наблюдается в миндалинах и прожилках совместно с хлоритом, карбонатом и кварцем. Размеры зерен пирита не превышают 0.06 мм, содержание его иногда достигает 5—7%.

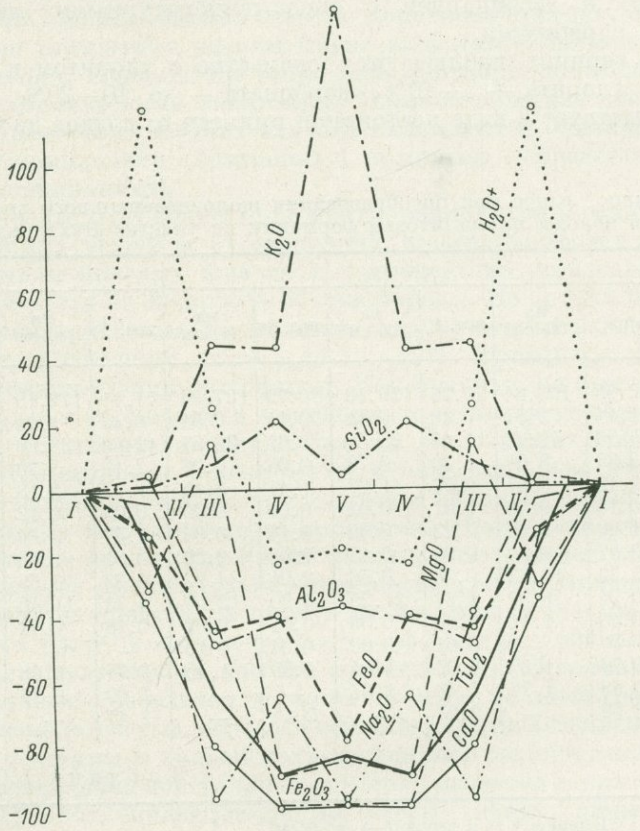


Рис. 2. График «привнос—вынос» для зон пропилитовых изменений Бухтянского массива.

I — трахит; *II* — хлоритизированный трахит; *III* — серицит-монтмориллонитовая зона; *IV* — кварц-серицитовая зона; *V* — кварц-адуляровая зона.

Характер химических преобразований щелочноземельного трахита при его гидротермальном изменении, приводящем к формированию описанных выше зон пропилитов, отражен в табл. 1 и на рис. 2. Из таблицы и рисунка видно, что для зоны максимальных изменений характерно обогащение K_2O, привнос SiO_2 и вынос всех других компонентов. В контакте с неизменными породами в зоне хлоритизации наблюдается привнос H_2O. Максимум содержания MgO падает на серицит-монтмориллонитовую зону, хотя в целом довольно значительный вынос MgO из центральных зон не компенсируется незначительным привносом его в этой зоне. Вопреки представлениям о TiO_2 как инертном компоненте, он в значительной своей части выносится; небольшой привнос его на контакте с неизменными породами не компенсирует его общий вынос по зонам.

Вопросы рудоносности бухтянских пропилитов здесь детально не рассматриваются. Следует лишь отметить, что, судя по имеющимся материалам, золотоносность пропилитов обязана проявлению двух стадий рудной

минерализации. Золотое оруденение первой стадии пространственно и генетически связано со стадией объемной гидротермальной переработки исходных пород, в результате которой последние были превращены в разнообразные пропилиты. Сравнение золотоносности различных фаций пропилитов показывает, что золото связано главным образом с центральной кварц-адуляровой и в меньшей мере с кварц-серицитовой фациями пропилитов и не улавливается пробирным анализом в других фациях. Формы проявления золота рассматриваемой стадии достаточно не изучены. Оно присутствует, по-видимому, в виде убогой вкрапленности в основной массе пород и изоморфной примеси в пирите. По данным Д. Н. Таюрского, в мономинеральных пробах пирита спектральным и пробирным анализами золото фиксируется в количествах от 5 до 200 г/т. Содержание золота в пропилитах указанных фаций колеблется от «следов» до 1 г/т, но в участках интенсивного метасоматического окварцевания (в«кварцевых осях») оно достигает и более высоких значений. «Кварцевые оси» имеют преимущественно форму вытянутых линз мощностью до 1—1.5 м и протяженностью до 20 м. Простирание линз близмеридиональное, контакты их всегда крутые, границы нерезкие. Помимо кварца в их составе почти всегда находятся адуляр и зеленая гидрослюда.

Золотоносность второй стадии более интенсивная. Она связана с участками развития кварцевых прожилков, которые контролируются локальными разрывами и трещинами, наложенными на уже сформированные пропилиты. Важно отметить, что золотоносность второй стадии, так же как и первой, ограничивается практически участками развития центральных фаций пропилитов, подчеркивая, таким образом, важность последних в поисковом отношении. Пространственно отдельные точки с золотой минерализацией второй стадии укладываются в две линейные зоны — западную и восточную, простирание которых совпадает с простиранием центральных фаций пропилитов.

Прожилки сложены двумя разновидностями кварца — тонкозернистым, почти халцедоновидным, и крупнокристаллическим шестоватым, последний при этом нарастает на тонкокристаллический. Золото чаще наблюдается в тонкозернистом кварце, где оно ассоциирует с зеленой гидрослюдой и адуляром. Мощность наиболее крупных прожилков достигает 20—40 см, в раздувах — 0.8 м. Более распространены прожилки мощностью от долей миллиметра до 5 см. Ориентировка прожилков различная, в отдельных участках преимущественно северо-восточная. Характерна чрезвычайная невыдержанность прожилков по простиранию и падению. Закономерности в интенсивности развития прожилков в пределах центральных фаций пропилитов остались невыясненными. Можно лишь отметить наиболее широкое их развитие в северной и южной оконечностях западной зоны и южной части восточной.

Золото в кварцевых прожилках мелкое — от пылевидного до 0.8 мм в поперечнике, форма золотин неправильная, дендритовая, амебовидная. Спектральный анализ мономинеральной пробы золота показал присутствие следующих элементов: [1] Si — много, Al — следы, Mg — мало, Ca — мало, Fe — мало, Mn — следы, Ti — следы, V — следы, Mo — мало, Cu — следы, Pb — следы, Ag — оч. много. Кроме золота и серебра в прожилках кварца спектральным анализом обнаружены Cu, Mo, Zn, Pb. В ряде случаев золото приурочено к неправильным скоплениям гидрослюды размером до 1—1.5 см в поперечнике.

Таким образом, на основании изложеного выше можно считать, что наибольший интерес представляет золото второй стадии, однако вмещающие его кварцевые прожилки не образуют на существующем уровне эрозион-

[1] Проба золота очистке химическими реактивами не подвергалась.

Таблица 2

Краткие сведения о некоторых эпитермальных золото-серебряных месторождениях

Месторождение	Состав вмещающих пород	Характер измененных боковых пород	Форма рудных тел	Глубина эрозионного среза и промышленного оруденения	Содержание золота в рудах; отношение золота к серебру
Тонопа (Невада)	Трахиты, андезиты, риолиты	Пропилиты с адуляром, кварцем, серицитом	Кварцевые жилы, имеющие мало выходов на дневную поверхность	Глубина отработки достигла 700 м	Золото мелкое, среднее содержание 28 г/т; отношение золота к серебру 1 : 100
Гольдфилд (Невада)	Риолиты, андезиты, латиты, дациты	Окремнение и широкий пояс вторичных кварцитов с каолинитом и алунитом	Неясно оконтуренные стволы, с глубиной приобретающие форму жил	Предполагаемая глубина эрозионного среза 100—200 м; оруденение прослеживается на глубину 800 м	Содержание золота 73.4 г/т; отношение золота к серебру 3—7.5 : 1
Аврора (Невада)	Латиты, андезиты	Хлоритизация, серицитизация, пиритизация	Жилы изменчивой мощности	?	Отношение золота к серебру варьирует от 1 : 2 до 1 : 5
Блек-Маунтин (Аризона)	Андезиты, латиты, гранит-порфиры, кварц-монцонит-порфиры	Хлоритизация, серицитизация	Жилы и узкие зоны прожилков	Достигнутая глубина промышленного оруденения 400 м	Отношение золота к серебру 2 : 1
Криппл-Крик (Колорадо)	Латиты, фонолиты, сиениты и др.	Пропилиты с адуляром	Жилы в радиальных трещинах	Предполагаемая глубина эрозионного среза 300 м; руды отрабатывались до 914 м	Содержание серебра незначительное и не учитывается; содержание золота 20—78 г/т
Вайи (Новая Зеландия)	Дациты, риолиты	То же	Жилы	Глубина промышленной отработки достигла 540 м	Содержание золота достигает 33 г/т; отношение к серебру 1 : 3—4
Белая Гора (Дальний Восток)	Трахиты, плагиопорфиры, трахириолиты	» »	Гнезда и штокверки	Глубина эрозионного среза предположительно не более 100 м	—

ного среза досточно крупных и богатых рудных тел, в связи с чем месторождение относится к непромышленным.

Касаясь перспектив обнаружения в пределах описанного выше массива пропилитов промышленно интересных рудных тел, следует отметить отсутствие в настоящее время объективных, достаточно определенных оценочных критериев для данного типа рудопроявлений золота, а следовательно, и достаточного опыта изучения данного типа месторождений. Такой опыт необходимо приобретать путем всестороннего изучения нескольких подобных месторождений. С этих позиций Бухтянское рудопроявление представляет благоприятный объект как в смысле масштабов и интенсивности проявления гидротермальных процессов, так и относительно высоких концентраций золота в отдельных точках. К числу благоприятных признаков относится и небольшой эрозионный срез рудопроявления, судя по локализации его в близповерхностных экструзивных образованиях на верхних наблюдаемых уровнях, связанных с синхронными им покровами эффузивов, а также по минеральным парагенезисам вмещающих гидротермально измененных пород, соответствующих низкотемпературным пропилитам. В связи с этим справедливо, по-видимому, утверждение о том, что гидротермальное изменение пород на наблюдаемом уровне эрозионного среза осуществлялось в условиях высокого кислородного потенциала, результатом чего явилась переработка в пропилиты большой массы вмешающих пород. Важно отметить, что сгущения золотоносных кварцевых прожилков наблюдаются практически лишь в центральной фации пропилитов. Таким образом, есть все основания полагать, что при объемном метаморфизме и последующей рудообразующей деятельности гидротермами использовались одни и те же каналы. Причем наблюдается множество таких каналов, выраженных в форме «кварцевых осей» и зон дробления. В этих условиях неизбежно должно происходить распыление золотой минерализации без образования, как в рассматриваемом случае, промышленных рудных тел. Для рудоотложения могут быть благоприятными более глубокие горизонты, где кислородный потенциал низок, вследствие этого разветвленные на верхнем уровне каналы движения гидротерм сливаются, образуя столбы или жилы, окаймленные неширокими зонами измененных пород. Вероятность такого предположения подкрепляется данными изучения промышленных эпитермальных золото-серебрянных месторождений, сводка по большинству из которых осуществлена в 1965 г. Т. А. Югаем. По данным сводки составлена табл. 2, в которой учтены месторождения, связанные с экструзивно-эффузивными комплексами пород повышенной щелочности и близким к бухтянскому комплексу гидротермально измененных пород.

Из таблицы видно, что промышленные концентрации золота сосредоточены главным образом в жилах и рудных столбах, реже в штокверках, и что промышленно интересными являются лишь относительно глубокие горизонты эпитермальных месторождений.

И. В. Буссен, А. С. Сахаров

ПЕРВИЧНАЯ РАССЛОЕННОСТЬ И ПЕРВИЧНОРАССЛОЕННЫЕ МАССИВЫ

Первичнорасслоенные интрузивные массивы уже три четверти века после работы А. Гики и И. Тилла (Geikie, Teall, 1894) привлекают внимание геологов. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1949) подчеркивал значение исследования расслоенных (полосатых) массивов и таситовых пород в пет-

рологии. Важно оно и с практической точки зрения, так как с расслоенными массивами связаны месторождения полезных ископаемых. Необходимость исследования подобных тел отмечена в 1952 г. в решениях петрографического совещания (Решения. . ., 1953), вопрос этот был затронут на 3-м съезде Международной минералогической ассоциации в 1962 г. (Fergusson, Pulvertaft, 1963).

Понятие «первичная расслоенность» (наряду со слоистостью, полосчатостью и стратификацией) применяется в СССР с 1936 г. Термин введен в литературу Н. А. Елисеевым, но в геологические словари не вошел. Первичная расслоенность — особенность строения интрузивных массивов, имеющая первичное происхождение и выражающаяся в слоистом или пластообразном расположении пород — одновременных и родственных (комагматических).

Первичнорасслоенные массивы известны на всех континентах. На территории СССР их установлены десятки, в том числе на Кольском полуострове — больше двадцати. Данные по многим массивам зарубежных стран изложены Л. Р. Уэджкром и Д. Ж. М. Брауном (Wager, Brown, 1968), где более половины текста посвящена массиву Скергаард. Подобные сводные работы в СССР отсутствуют, хотя их необходимость очевидна.

Происхождение первичной расслоенности и способы возникновения слоев, пачек и самих расслоенных массивов не имеют общепринятого объяснения.

По составу расслоенные массивы можно разделить на четыре группы.[1]

I. Ультраосновные — основные интрузивы (иногда со слоями габброидов и анортозитов): 1) Бушвельдский комплекс, Ю. Африка (Lombaard, 1950, Wilson, 1956; Wager, Brown, 1968); 2) Великая Дайка Родезии, Ю. Африка (Wager, Brown, 1968; Wilson, 1956); 3) Инсизва, Ю. Африка (Wager, Brown, 1968; Wilson, 1956); 4) капалагулу, Ю. Африка (Wager, Brown, 1968; Wilson, 1956); 5) комплекс Мессум, Ю. Африка (Wager, Brown, 1968); 6) интрузив Игдлорсуит, Гренландия (Drever, 1960); 7) интрузив Белхелви, Абердиншайр, Шотландия (Wager, Brown, 1968); 8) о-в Рум, Шотландия (Wager, Brown, 1968); 9) Сгэр Даб, о-в Скай, Шотландия (Wager, Brown, 1968); 10) Мончегорский плутон, Кольский п-ов (Козлов и др., 1967; Буссен, Сахаров, личные наблюдения); 11) массив Застейд-II, Кольский п-ов (Сахаров, 1960); 12) Африканда, Кольский п-ов (Буссен, Сахаров, личные наблюдения; Кухаренко и др., 1965); 13) массив Лесная Варака, Кольский п-ов (Буссен, Сахаров, личные наблюдения; Кухаренко и др., 1965); 14) Ковдорский массив, Кольский п-ов (Кухаренко и др., 1965); также интрузивы Печенги и многие плутоны.

II. Интрузивы, сложенные преимущественно основными породами (габброиды—анортозиты) со слоями или зонами ультраосновных пород (или без них): 1) Сэдбери, Канада (Wilson, 1956; Wager, Brown, 1968); 2)Мэскокс, Канада (Wager, Brown, 1968); 3) анортозиты Адирондака, США (W., B., 1968); 4) комплекс Стиллоутер, Монтана, США (Wager, Brown, 1968); 5) габбро Уиллоу-Лейк, США (Taubeneck, Poldervaart, 1960); 6) диабазы Палисад, США (Wager, Brown, 1968); 7) габбро о-ва Скай, Шотландия (Geikie, Teall, 1894; Wager, Brown, 1968); 8) габбро Скергаард (Wager, Brown, 1968); 9) массив Гремяха-Вырмес, Кольский п-ов (Полканов, Елисеев, 1941; Полканов и др., 1967); 10) дайки диабазов Сайда-губы (Полканов, 1929; Сахаров, личные наблюдения) и многие другие массивы.

---

[1] Указывается только часть использованных оригинальных работ, литература дана преимущественно у Л. Р. Уэджера и Дж. М. Брауна (Wager, Brown, W., B., 1968).

III. Щелочные габброиды, сиениты: 1) гора Горячая (габбро-тералиты) (Лучицкий, 1960; Михалев, 1962; Сахаров, личные наблюдения); 2) габбро и щелочные сиениты Гренландии (Fergusson, Pulvertaft, 1969) и т. д.

IV. Формация нефелиновых сиенитов (и родственных им пород): 1) Хибинский щелочной массив (Вировлянский и др. 1965; Галахов, 1965, 1966; Елисеев, 1937; Зак, 1963; Иванова, 1963; Минаков и др., 1967; Сахаров (личные наблюдения); 2) Ловозерский щелочной массив (Буссен, Сахаров, 1967; Герасимовский и др., 1966; Елисеев, Федоров, 1953); 3) Илимауссак, Гренландия (Fergusson, 1964).

Рис. 1. Первичная расслоенность. Полосы скалистых выходов луявритов среди менее устойчивых фойяитов и уртитов в обрывах южного склона горы Куамдеспахк.

В некоторых массивах появляются слои кислых пород (гранофиров), известны и слоистые гранодиоритовые массивы в Гренландии (Fergusson, Pulvertaft, 1963).

Изучение Ловозерского первичнорасслоенного щелочного массива, личные наблюдения на нескольких сходных объектах и данные о геологии многочисленных расслоенных массивов, имеющиеся в литературе, позволили наметить общие закономерности в их положении, составе и строении, а также высказать мнение о генезисе первичной расслоенности и первичнорасслоенных массивов.

Ловозерский щелочной массив — второй в мире по величине массив фельдшпатоидных пород. Его геология подробно изложена в нашей работе (Буссен и Сахаров, 1967), где помещена и схема строения. В Ловозерском массиве с исключительной отчетливостью проявилась первичная расслоенность (рис. 1). Чередующиеся слои различных пород видны и со значительного расстояния, и в образцах. Форма массива лакколитообразная, в плане — трапецоидальная. Внедрение щелочной магмы произошло в пять последовательных фаз и связано с герцинским диастрофизмом. Магма поднималась по разломам гнейсовой толщи и застыла, незначительно проникнув в палеозойские осадочно-вулканогенные дислоцированные породы. При второй, третьей и четвертой фазах эруптивной деятельности возникали крупные первичнорасслоенные комплекс-плутоны; при первой и пятой — мелкие расслоенные тела.

Изученная часть массива сложена тонкорасслоенным комплекс-плутоном луявритов—фойяитов—уртитов третьей эруптивной фазы, прорванным и перекрытым эвдиалитовыми луявритами четвертой фазы. Ареал их прорыва расположен внутри массива и в общем повторяет его форму. Породы первой эруптивной фазы известны только в виде ксенолитов среди более поздних образований. Породы второй фазы сохранились in situ в краевых частях массива и образуют ксенолиты в его теле. Мурманитовые порфировидные луявриты пятой эруптивной фазы залегают в виде жил среди более ранних пород. Дайки щелочных лампрофиров пересекают все породы массива и выходят во вмещающие толщи. После застывания массива в нем возникли небольшие зоны дробления и сбросы.

В каждом из наибольших комплекс-плутонов III и IV эруптивных фаз установлен свой постоянный нормальный разрез — определенный порядок чередования слоев. В комплекс-плутоне III эруптивной фазы он выдерживается по всей площади и разрезы в разных частях массива сопоставимы между собой, в комплекс-плутоне IV эруптивной фазы слои и залежи протягиваются на сотни метров и километры, а их пачки сохраняют свое место в разрезе. Мощность слоев — от долей метра до нескольких метров. Наиболее быстрая смена пород происходит по мощности слоев, по падению и простиранию породы изменяются постепенно. В пределах каждого комплекс-плутона слои залегают согласно, массивные разновидности чередуются с порфировидными и ламинарными (трахитоидными).

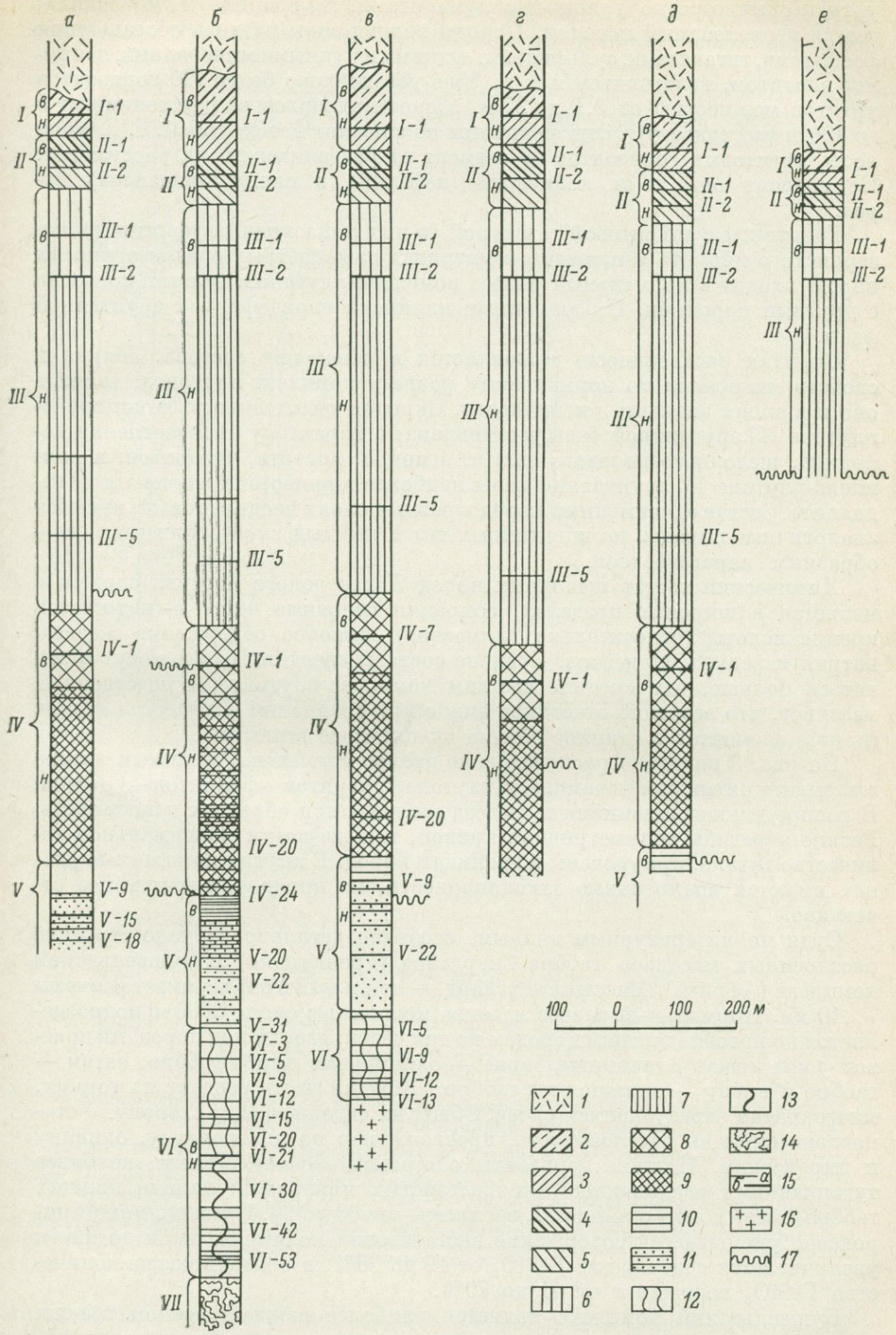
Контакты комплекс-плутонов располагаются несогласно относительно вмещающих пород, сопровождаясь эруптивными брекчиями, жилами и апофизами. Слои в более поздних комплекс-плутонах не располагаются параллельно контактной поверхности, прилегая к ней под некоторым углом. При этом изменяется мощность слоев и структура пород. Интрузивные жилы, отходящие от массива, образованы той же породой, что и слои, от которых они отходят и могут состоять из одного или нескольких слоев пород, включая анхимономинеральные уртиты.

Нормальный разрез комплекс-плутона III эруптивной фазы, сложенного луявритами, фойяитами, уртитами и близкими им породами, показан на рис. 2. Он вскрыт почти на 2200 м, верха разреза обычно сорваны и верхние луявриты уцелели только местами. Половина разреза не выходит на дневную поверхность. Слои располагаются наклонно, под углами 5—50°, более круто у контакта. Изученная часть разреза разделена на несколько крупных единиц ритма, в которых верхняя пачка слоев более лейкократовая, нижняя — более меланократовая. Устойчиво и многократно повторяется сочетание слоев массивных светлых пород (фойяитов, фойяит-ювитов), переходящих в уртиты или ювит-уртиты в лежачем боку, с подстилающими их темными трахитоидными породами — луявритами или трахитоидными фойяитами, образуя «элемент ритмичности». Прослои луявритов появляются среди уртитов, прослои и линзы уртитов — в луяври-

---

Рис. 2. Нормальные разрезы комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов.

а — г. Карнасурт; *б* — г. Аллуайв; *в* — р. Тавайок; *г* — р. Киткуай; *д* — г. Нинчурт и юго-восточный склон г. Пункаруайв; *е* — г. Куамдеспахк, южный склон. *1* — эвдиалитовые луявриты; *2—14* — части разреза комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов: *2* — I единица ритма, верхняя пачка — фойяиты, внизу — мощный горизонт уртитов; *3—1* единица ритма, нижняя пачка — луявриты с мощным горизонтом лейкократовых луявритов; *4* — II единица ритма, верхняя пачка — чередующиеся луявриты и фойяиты с двумя горизонтами уртитов; *5* — II единица ритма, нижняя пачка — горизонты луявритов с прослоями фойяитов между ними; *6* — III единица ритма, верхняя пачка — фойяиты с горизонтами уртитов; *7* — III единица ритма, нижняя пачка — луявриты с маломощными горизонтами фойяитов и уртитов; *8* — IV единица ритма, верхняя пачка — фойяиты с мощным горизонтом уртитов; *9* — IV единица ритма, нижняя пачка — чередующиеся луявриты, фойяиты и уртиты; *10* — V единица ритма, верхняя пачка — фойяиты, включающие в себя горизонты луявритов и уртитов; *11* — V единица ритма, нижняя пачка — луявриты, включающие горизонты фойяитов и уртитов; *12* — VI единица ритма, верхняя пачка — чередующиеся лейкократовые луявриты, фойяиты, ювиты и луяврит-ювиты; *13* — VI единица ритма, нижняя пачка — луявриты и луяврит-фойяиты с горизонтами луяврит-ювитов, фойяит-ювитов и ювитов; *14* — VII единица ритма — такситовые ийолит-фойяиты и ийолит-луявриты; *15* — горизонты уртитов: *а* — маломощные, *б* — мощные; *16* — гнейсы; *17* — проекция внешнего контакта комплекс-плутона.


а
б
в
г
д
е
I
II
III
IV
V
VI
VII
I-1
II-1
II-2
III-1
III-2
III-5
IV-1
IV-7
IV-20
IV-24
V-9
V-15
V-18
V-20
V-22
V-31
VI-3
VI-5
VI-9
VI-12
VI-15
VI-20
VI-21
VI-30
VI-42
VI-53
100 0 100 200 м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17

тах у их висячего бока. Фойяиты переходят в луявриты и ювиты постепенно, уртиты обычно резко граничат с луявритами. На границе часто располагается пегматоидный прослой. Породы вблизи зоны раздела обогащаются фосфатами, титанатами, сульфидами, редкими и рудными минералами, например апатитом, келдышитом и т. п. Уже установлено более 120 горизонтов уртитов мощностью от 0.1 до 27 м, располагающихся на расстоянии от 5 до 100 м (по разрезу). Эти величины не связаны между собой, т. е. мощность уртитовых горизонтов не зависит от разделяющего их расстояния. Не зависит она и от количества нефелина в слоях вмещающих пород.

Горизонты с такситовой текстурой (в них линзовидные участки мелкозернистого ийолита заключены в матрице более светлых среднезернистых пород) входят в нормальный разрез комплекс-плутонов, залегая согласно с другими породами. Их аналогами являются овоидофиры I эруптивной фазы.

Скрытая расслоенность проявляется в изменении состава, облика и свойств минералов по нормальному разрезу комплекс-плутонов; заметна она и в слоях элемента ритмичности. Скрытая расслоенность в комплекс-плутоне III эруптивной фазы установлена по характеру распределения нефелина, щелочного полевого шпата, эгирина, апатита, титанатов; в комплекс-плутоне IV эруптивной фазы наиболее хорошо она изучена для эвдиалита. Состав одноименных пород в разных слоях неодинаковый, имеются аналогичные породы, но идентичных нет и каждый слой отличается своеобразным парагенезисом.

Химический состав щелочных пород Ловозерского массива сложен и меняется в широких пределах, сохраняя основные черты — недостаток кремнекислоты (относительно глинозема), высокое содержание железа, натрия и редких элементов. Средние составы соседних слоев могут отличаться больше, чем средние составы комплекс-плутонов и родственных массивов, что особенно отчетливо видно при сравнении количества атомов (ионов) элементов в единице объема их плотного вещества.

На рис. 3 показано распределение атомов алюминия, железа и титана в элементе ритмичности комплекс-плутона луявритов—фойяитов—уртитов. В распределении алюминия и железа наблюдается обратная зависимость. Резкие перегибы асимметричной кривой, так же как и максимальное количество титана, приурочены к границам пород. В других комплекс-плутонах имеются аналогичные закономерности, но проявлены они менее отчетливо.

Судя по литературным данным, особенно детально изучено строение расслоенных массивов габбро Скергаард (Гренландия) и Бушвельдский комплекс (Африка). Массив Скергаард — овальный в плане, имеет размеры 7×10 км. Нормальный разрез массива мощностью около 2700 м подразделяется по преобладающим породам на три части: вверху под породами краевой зоны лежат оливиниты, ниже — оливиновые ферро-габбро, затем — габбро и внизу — оливиновое габбро. Каждая часть состоит из тонких, многократно чередующихся слоев. Общее их падение в одну сторону. Установлена скрытая расслоенность, прослеженная по плагиоклазу, оливину и пироксенам. Нижние горизонты обогащены более легкими, но более тугоплавкими разновидностями железистых минералов: оливин нижних габбро имеет номер от 34 до 37, верхних — от 60 до 96. В моноклинном пироксене уменьшается содержание энстатитовой молекулы от 34 до 2% и увеличивается содержание $FeSiO_3$ от 19 до 68%, в ортопироксене количество $FeSiO_3$ возрастает от 41 до 70%.

Бушвельдский комплекс является наиболее важным звеном в цепи расслоенных массивов, расположенных по расколам древних толщ Африки. В эту цепь, длиною более 1500 км, входит Великая Дайка Родезии

и ряд других ультраосновных массивов. В Бушвельдском комплексе платиносный горизонт «риф Меренского» располагается между габброидами и слоями ультрабазитов. Сам плоский лополит граничит с подстилающими

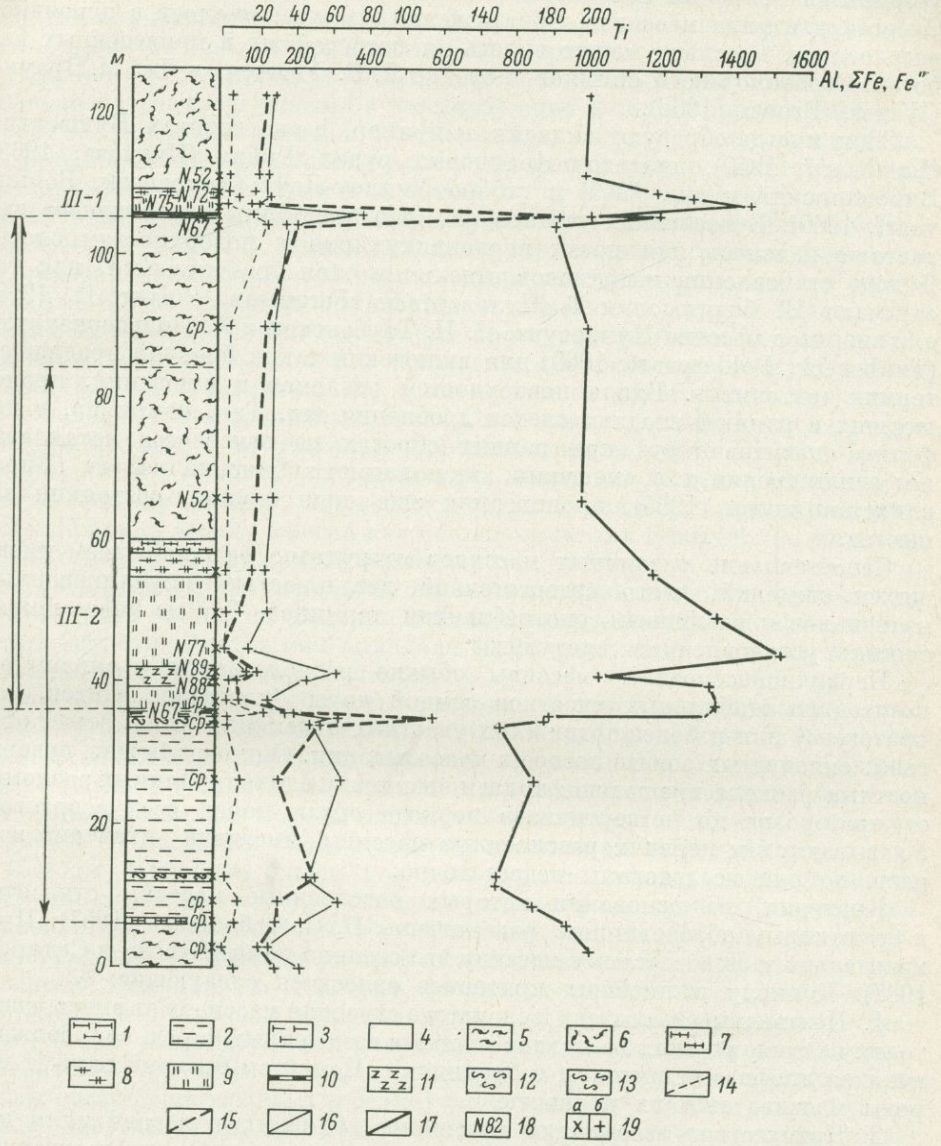


Рис. 3. Распределение атомов по разрезу комплекс-плутона III эруптивной фазы близ горизонтов III-1 и III-2 (алюминий, титан, железо).

1 — луяврит лейкократовый; *2* — луяврит обычный; *3* — луяврит с титанатами; *4* — сиенит; *5* — фойяит трахитоидный; *6* — фойяит массивный; *7* — фойяит-ювит; *8* — ювит; *9* — уртит; *10* — малиньит; *11* — ийолит; *12—13* — пегматит, меланократовый пегматит; распределение в 1/100000 долях грамм-атома на 1 см³: *14* — Fe'', *15* — Ti, *16* — Σ Fe, *17* — Al; *18* — номера частных анализов; *19, а* — местоположение химических анализов (средних или частных) по разрезу, *19, б* — данные по отдельным элементам для тех же точек. *Слева от колонки* — номера уртитовых горизонтов; *линией* обозначен принятый элемент ритмичности; *двойной линией* — элемент ритмичности между двумя слоями массивных пород.

его толщами различными частями своего нормального разреза. Восточная и западная доли Бушвельдского комплекса не соединяются и, видимо, не соединялись друг с другом, т. е. массив состоит по меньшей мере из

двух пространственно разобщенных частей. Нормальный разрез в восточной и западной долях Бушвельдского комплекса почти одинаков и делится на несколько частей, каждая из которых сложена многими слоями. И здесь установлена скрытая расслоенность, аналогичная расслоенности габбро Скергаард и ряда массивов. Обнаружения с выходами слоев в первичнорасслоенных массивах можно видеть на фотографиях в приведенных работах. Особенно много снимков в сводке Л. Р. Уэджера и Дж. М. Брауна (Wager, Brown, 1968).

Слои иногда образуют складки, например, в анортозитах Бушвельда (Lombaard, 1950), апатито-нефелиновых рудах Хибин (Иванова, 1963; Вировлянский и др., 1965) и габбро Уиллоу-Лейк (Taubeneck, Poldervaarf, 1960). В последних установлено, что кристаллы плагиоклазов вырастают наискось или почти перпендикулярно к поверхностям слоев. В ходе становления интрузивов отдельные слои брекчируются, как это отмечают И. Фергюсон и Т. Пульвертафт (Fergusson, Pulvertaft, 1963) для сиенитов массива Нунарсуит. И. Н. Таубенеком и А. Польдерваартом (Taubeneck, Poldervaart, 1960) для включений таких брекчий предложен термин «автолиты». Вдоль поверхностей разломов и смещений, происшедших в раннюю стадию, следов дробления нет. Так, например, в нефелине апатитовых руд при ранних сбросах не отмечается катаклаза, нет глины трения, т. е. смещения, как полагают хибинские геологи (Вировлянский и др., 1965), происходили еще при вязком состоянии вещества.

Сопоставление различных массивов затруднено разнообразием имеющихся сведений, часто недостаточной детальностью опубликованных материалов и различным употреблением терминов. Тем не менее можно считать установленным следующее.

Первичнорасслоенные массивы обычно располагаются у окраин относительно стабильных участков земной коры (платформ, щитов, зон кратогена) или в более подвижных участках (геосинклиналях, зонах орогена, складчатых зонах) после их консолидации. Они ограничены поверхностями раскола вмещающих толщ и возникали вдоль глубинных разломов от протерозоя до четвертичного периода среди пород всех возрастов. Указываются и первичнорасслоенные массивы, имеющие архейский возраст, но они исследованы недостаточно.

Критерии, на основании которых расслоенные массивы относятся к эруптивным образованиям, рассмотрены В. С. Соболевым (1957). Применительно к Ловозерскому массиву это сделано нами (Буссен и Сахаров, 1967). К числу важнейших критериев относятся следующие.

1. Независимость состава и слоистого строения массивов от вмещающих толщ: наличие рвущих контактов с зонами измененных пород, сопровождающихся апофизами, жилами и брекчиями. Цементом брекчий служат породы массива или их дериваты.

2. Присутствие ассоциаций минералов, близких к ассоциациям эффузивов того же состава, особенности текстур и структур, характерные для эруптивных пород.

3. Своеобразие химизма пород не только в отношении обычных петрогенных, но и характерных, в том числе рудообразующих, элементов. Распределение химических компонентов закономерно и отражает слоистое строение массивов. В этом распределении часто проявляется ритмичность.

4. Само повторение одних и тех же геологических особенностей в различных массивах, разных по возрасту и составу, но имеющих сходное геологическое положение, дает возможность допустить общность их генезиса.

5. Согласное залегание пачек слоев интрузивных горных пород даже различных по составу указывает на то, что эти слои образуют одно геологическое тело, т. е. свидетельствуют об одновременности их образования.

Многие массивы принадлежат к интрузиям центрального типа и имеют лакколитообразную или лополитообразную форму, но известны и крутопадающие дайки, трубообразные, клиновидные, каплевидные, С-образные, ступенчатые, а также сложные формы плутонов. Массивы могут быть однофазными или возникшими в несколько эруптивных фаз, но они всегда сложены комагматичными (родственными) породами.

Обычно в расслоенных комплекс-плутонах на всей (или почти на всей) площади их распространения существует один и тот же нормальный разрез, т. е. одинаковый порядок чередования слоев пород. Известны случаи, когда одинаковый разрез наблюдался у двух (или нескольких) близлежащих интрузивов (восточная и западная части Бушвельдского комплекса, расслоенные дайки диабазов Сайда-Губы). Всегда имеется для каждого расслоенного плутона единая закономерность в смене слоев и изменении их минерального состава. Строение массивов, положение слоев в них и состав комплекс-плутонов независимы от строения и состава вмещающих толщ и положения контактов. Форма пространства, занятого интрудировавшей магмой, сказывается на положении слоев только непосредственно у контактов и ксенолитов, где слои несколько изгибаются.

Мощность слоев различна в разных массивах и разных частях разреза каждого массива — от нескольких миллиметров до сотни метров. Протяженность слоев меняется от нескольких метров до десятков километров, иногда по всему массиву. Она всегда в сотни и тысячи раз превышает мощность. Границы между слоями как постепенные, так и резкие, но расколов зерен не бывает и всегда имеется зона перехода. Мощность слоев изменяется, слои раздваиваются и сливаются вновь, выклиниваются или постепенно, изменяя свой состав по падению и простиранию, превращаются в четковидные залежи. Иногда они выпадают из разреза, но в пределах данного комплекс-плутона не пересекаются.

Залегание слоев в различных массивах может быть горизонтальное, воронкообразное, блюдцеобразное, корытообразное, иногда с наклоном вдоль длинной или, наоборот, короткой оси массива, а также вертикальное. Слои могут волнообразно изгибаться и сминаться в складки. При этом минералы, слагающие породы слоев, в общем случае не имеют признаков катаклаза. Некоторые слои обладают такситовой текстурой.

Породы отдельных слоев различаются по составу, размеру зерен, текстурно-структурному узору. Трахитоидные разновидности чередуются с массивными, лейкократовые — с меланократовыми. Массивные анхимономинеральные бесполевошпатовые породы сочетаются с полевошпатовыми, имеющими ламинарную текстуру (оливинит—алливалит, уртит—луяврит); слои, обогащенные рудными минералами, — с безрудными. К границам резко различающихся пород приурочены выделения акцессорных минералов — сложных окислов (шпинелидов), титанатов, сульфидов и других соединений тяжелых и редких элементов. Их количество не связано ни с мощностью слоев, ни с совершенством их разделения, но сами накопления приурочены к определенным местам разреза.

Скрытая расслоенность, т. е. зависимость состава и облика минералов от места, занимаемого слоем породы в разрезе, — обычное свойство расслоенных массивов. Все эти особенности служат косвенным подтверждением эруптивной природы комплекс-плутонов. Можно полагать, что химический состав слоев пород в основном отвечает составу слоев расплавленного эруптивного субстрата, затвердевших в данном месте нормального разреза.

В сложных (многофазных) массивах закономерно изменяется валовый химический состав последовательно формирующихся комплекс-плутонов аналогично изменению состава некоторых действующих вулканов, отражая дифференциацию магматического субстрата в подкоровом очаге.

Существование единых нормальных разрезов для расслоенных комплекс-плутонов указывает на постоянство геологических условий во время возникновения самой расслоенности. Такого постоянства условий нет в пространстве, ныне занимаемом этими комплекс-плутонами, где значительно изменяется наклон слоев. Кроме того, слои изгибаются, упираются в ксенолиты или, наоборот, огибают их, толщина ксенолитов может во много раз превышать мощность слоев. Естественно предположить вслед за Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1949), что такое чередование слоев возникло не там, где сейчас эти слои залегают, а в ином месте. Единство разрезов в разных частях комплекс-плутона указывает и на спонтанность возникновения первичной расслоенности, так как интенсивность любой, внешней по отношению к объекту, причины менялась бы по направлению действия этой причины.

Среди теорий, объясняющих возникновение первичнорасслоенных массивов и дифференциацию магмы, наиболее широко распространены предположения о разделении эруптивного субстрата путем перераспределения твердых частиц (кристаллов) в застывающей магме в том месте, где сейчас эти массивы находятся. Разделение, согласно этим взглядам, происходит или в спокойной обстановке или во время самой интрузии (Полканов, 1954; Николаев, Доливо-Добровольский, 1961). Геологические особенности первичнорасслоенных массивов, перечисленные выше, не позволяют с этим согласиться.

А. Гики и И. Тилл (Geiki, Teall, 1894), первые исследователи расслоенных массивов, а за ними Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1949) предполагали, что разделение магмы на отдельные части, а затем на слои происходило в подкоровых очагах. Этот период предшествовал самой интрузии, так что внедрялся уже расслоенный вязкий субстрат.

Возникновение слоев следует связывать с проявлением спонтанной неоднородности магмы, подобной неоднородности искусственных силикатных расплавов, содержащих галогениды, углекислоту, серы, тяжелые металлы. Одними из первых опытов такого рода были работы Д. П. Григорьева и Б. В. Искюль.

Обзор указанных явлений в связи с производством ситаллов дан А. И. Бережным (1966). Новейшие данные для расплавов, содержащих галогены, приведены Б. Н. Мелентьевым (Мелентьев, Делицин, 1969), для карбонатно-силикатных сплавов — А. Ф. Костером ван Грууз и П. И. Вилли (Koster van Groos, Willi, 1968). Варианты разделения путем ликвации смеси легкоплавкого и тугоплавкого компонентов рассматривал М. Н. Годлевский (1963).

В природных условиях, вероятно, сначала обособлялись капли и возникало подобие эмульсии. Капли, сливаясь, давали прослои и слои. Отражением этой стадии процесса являются такситовые текстуры пород в первичнорасслоенных массивах. Как указал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1949), такситы, особенно полосатые габбро, доказывают реальное существование явлений расщепления смесей жидкостей.

Суждения о разделении магматического расплава в предкристаллизационный период высказывали позднее Н. В. Белов (1963, 1965) и В. В. Щербина (1961), не рассматривая при этом ликвацию как ведущий процесс. Следует полагать, что разделение магматического субстрата в жидком виде — явление, имеющее решающее петрологическое значение. В случае ликвации силикатного интрузивного субстрата возникшая поверхность раздела слоев при дальнейшем охлаждении исчезает, что теоретически обосновал К. Н. Феннер (Fenner, 1948).

Если охлаждающийся эруптивный субстрат быстро перемещался к поверхности (к месту своего затвердевания), то обособившиеся участки могли сохраняться, давая овоиды, линзочки и прослои. Такие образования из-

вестны в основных породах Гренландии (Drewer, 1960), в некоторых габбро Урала (Левинсон-Лессинг, 1949) и в овоидофирах Ловозерского щелочного массива (Буссен и Сахаров, 1967). Судя по последним работам, подобное объяснение применимо и к полосатым обсидианам (Петрографические критерии, 1968).

Разделение на неоднородные участки и слои — имманентное свойство сложного силикатного расплава (магмы). Вероятно, этому способствует присутствие летучих галогенов (особенно фтора), серы, ряда металлов. С первичнорасслоенными массивами связаны месторождения никеля, железа, хрома, платиноидов титана, а также редких земель, циркония, фосфора, часто с большими запасами. Эти месторождения принадлежат магматической стадии минералогенеза. Рудные залежи в них располагаются внутри расслоенных пачек пород (комплекс-плутонов), входя в нормальные разрезы на равных правах с обычными горными породами, или образованы «отпрысками» тех же подкоровых магматических очагов (брекчия Фруд, Талнах). Поэтому изучение первичнорасслоенных массивов и связанных с ними процессов дифференциации магматического субстрата в подкоровых очагах важно не только в теоретическом отношении, но и в практическом аспекте. Исследование первичной расслоенности — задача для совместной работы геологов, геофизиков и экспериментаторов.

ЛИТЕРАТУРА

Белов Н. В. 1963. Основной магматический процесс в свете кристаллохимии. Тр. Геохим. конф., посвященной столетию со дня рождения ак. В. И. Вернадского, Изд. АН СССР, М.

Белов Н. В. 1965. Кристаллохимия в магматическом сотворении мира породообразующих. В кн.: Проблемы геохимии, изд. «Наука», М.

Бережной А. И. 1966. Ситаллы и фотоситаллы. Изд. «Машиностроение», М.

Буссен И. В., А. С. Сахаров. 1967. Геология Ловозерского массива. Изд. «Наука», М.—Л.

Вировлянский Г. М., Ю. Н. Благодетелева, Ф. М. Онохин, Н. Г. Карташов. 1965. Главнейшие черты структуры Хибинских апатитовых месторождений и их поисковое значение. В кн.: Хибинские апатитовые месторождения, изд. «Недра», М.

Галахов А. В. 1965. Краткая характеристика проявлений щелочного магматизма на Кольском полуострове в связи с их апатитоносностью. Материалы совещания, посвященного сырьевой базе апатитовой промышленности на Кольском полуострове, 12—13 марта 1964 г., ОНТИ ВИЭМС, М.

Галахов А. В. 1966. О расслоенности интрузива трахитоидных хибинитов Хибинского щелочного массива. В кн.: Щелочные породы Кольского полуострова, изд. «Наука», М.—Л.

Герасимовский В. И., В. П. Волков, Л. Н. Когарко, А. И. Поляков, Т. В. Сапрыкина, Ю. А. Балашов. 1966. Геохимия Ловозерского щелочного массива. Изд. «Наука», М.

Годлевский М. Н. 1963. Фазовые равновесия в некоторых бинарных системах и их значение в теории рудообразования. Геология рудных месторождений, № 3.

Елисеев Н. А. 1937. Хибинские апатитовые месторождения. Зап. Всесоюзн. минер. общ., вып. 3, М.—Л.

Елисеев Н. А. 1953. Структурная петрология. Изд. ЛГУ.

Елисеев Н. А., Э. Е. Федоров. 1953. Ловозерский плутон и его месторождения. Изд. АН СССР, Л.

Зак С. И. 1963. Тектоника Хибинского щелочного массива. В кн.: Магматизм и геология Кольского полуострова. Госгеолтехиздат, М., 1963.

Иванова Т. Н. 1963. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. Госгеолтехиздат, М.

Козлов Е. К., Б. А. Юдин, В. С. Докучаева. 1967. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Изд. «Наука», Л.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1949. Геологический очерк Южно-Заозерной дачи и Денежкина Камня на Северном Урале. Избр. тр., т. 1, Изд. АН СССР, М.—Л.

Лучицкий И. В. 1960. Щелочные породы Красноярского края. Изд. АН СССР, М.

Мелентьев Б. Н., Л. М. Делицин. 1969. Проблема ликвации в магме. ДАН СССР, т. 186, № 1.
Минаков Ф. В., Е. А. Каменев, М. М. Калинкин. 1967. Об исходном составе и эволюции ийолит-уртитовой магмы Хибинского щелочного массива. Геохимия, № 8.
Михалев В. Г. 1962. Геологическая характеристика щелочного интрузивного массива горы Горячей. Геология и геофизика, № 5.
Николаев В. А., В. В. Доливо-Добровольский. 1961. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолтехиздат, М.
Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. 1963. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 90.
Полканов А. А. 1929. Несимметричная дайка диабаза с побережья Кольского фиорда. Тр. Лен. отд. общ. естествоисп., т. 53, вып. 4.
Полканов А. А. 1954. Гравитационное, гравитационно-кинетическое и кинетическое фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация магмы. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 2.
Полканов А. А., Н. А. Елисеев. 1941. Петрология плутона Гремяха-Вырмес. Изд. ЛГУ.
Полканов А. А., Н. А. Елисеев, Э. Н. Елисеев, Г. И. Кавардин. 1967. Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. Изд. «Наука», М.—Л.
Решения первого петрографического совещания. 1953. Изд. АН СССР, М.
Сахаров А. С. 1960. Ультраосновной массив Застейд-II. В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 3, Изд. АН СССР, М.—Л.
Соболев В. С. 1957. Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород. Зап. Всес. минер. общ., ч. 86, вып. 2.
Щербина В. В. 1964. К геохимии силикатных расплавов. Зап. Всес. минер. общ., ч. 93, № 5.

Drever H. J. 1960. Immiscibility in the picritic intrusion at Igdlorsuit. West Greenland. Intern. Geol. Congr., Report Twenty-First Session, Norden, Part XIII.
Fenner C. N. 1948. Immiscibility of Igneous Magmas. Amer. J. Sci., v. 246, № 8.
Fergusson Y., T. C. R. Pulvertaft. 1963. Contrasted styles of Igneous layering in the Gardar Province of South Greenland. Miner. Soc. Amer., Spec. Pap. I.
Fergusson Y. 1964. Geology of the Illimausaaq alkaline intrusion. South Grönland (Description of Map and structures). Medd. Grönland, Bd. 172, № 4.
Geikie A., I. H. Teall. 1894. On the banded Structure of Some tertiary gabbros in the Isle of Skye. Quart. Yourn. Geol. Soc., v. 50.
Koster A. F. van Groos, P. J. Willie. 1968. Liquid in the Join $NaAlSi_3O_8$—Na_2CO_3—H_2O and its bearing on the genesis of carbonatites. Amer. J. Sci., v. 266, № 10.
Lombaard A. F. 1950. Die Geologie van die Bosveldcomplex langs Bloed-river. Trans. and Proceed. Geol. Soc. S. Africa, v. LII.
Taubeneck W. H., A. Poldervaart. 1960. Geology of the Elchorn Montains, Northern Oregon, p. 2, Willow Lake intrusion. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, № 9.
Wager L. R., G. M. Brown. 1968. Layered Igneous Rocks. Oliver Boyd, Edinburg—London.
Wilson H. D. 1956. Structure of lopoliths. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 67.

Г. М. Власов, М. В. Мартынюк, М. И. Попкова

О РАЦИОНАЛЬНОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вулканические породы в последние годы повсеместно и интенсивно изучались, поэтому естественно, что классификация вулканогенных обломочных пород, составленная комиссией Первого всесоюзного вулканологического совещания (1962), к настоящему времени во многом устарела. В ней не находят места гиалокластиты и другие вулканические продукты подводных извержений, отсутствуют признаки различных типов игнимбритов, разнообразные по генезису и составу брекчиевые породы раскласифицированы лишь по величине обломков. Между тем перечисленные группы пород часто вмещают руды и выделение их типов дает дополнительные поисковые критерии.

Есть и другие недостатки у этой классификации. Введенные в нее термины «ксенотуф» и «кластолава», по справедливому заключению Терминологической комиссии Четвертого всесоюзного петрографического совещания, являются излишними. Наличие примесей в туфах и лавобрекчиях, их состав и количественные соотношения удобнее просто отмечать при описаниях, не прибегая к специальным терминам. Примесь посторонних обломков в туфах является общим явлением и, строго подходя, почти все туфы должны быть отнесены к «ксенотуфам». «Всеобъемлющий» характер имеет и термин «кластолава», который, по Е. Ф. Малееву (1963), должен применяться к лавокластическим породам, состоящим из обломков ранее застывшей лавы, сцементированный лавой же, отличающейся от обломков по составу, структуре или текстуре. Но «цемент» почти всегда отличается от лавы в глыбах хотя бы по структуре. Даже в однородных потоках глыбовой лавы с порфировой структурой цемент обычно более стекловатый, с меньшими количествами микролитов и порфировых вкрапленников. Термин «кластолава» по существу заменил термин «лавобрекчия», не имея перед последним преимуществ. Введение его вносит и некоторую путаницу. Нельзя, например, согласиться с пониманием Е. Ф. Малеевым (1961) как синонимов терминов «кластолава» и «туфолава». Последний правильнее применять лишь по отношению к вспененным лавам (в понимании К. Г. Ширинян, 1961).

Неудачна замена в классификации группы туфогенных пород терминами «туфоконгломерат», «туфопесчаник» и т. д. С приставкой «туфо» ассоциирует понятие о пирокластической природе породы, со словом «песчаник» — представление о песчаниковой (псаммитовой) размерности обломочных зерен. Термин «туфопесчаник» поэтому часто применяется к различным породам псаммитовой структуры — от чистых кристалловых туфов до туфогенных и вулканомиктовых песчаников. Так, Е. К. Мархинин (1958) указывает, что под туфоконгломератами и туфопесчаниками понимаются конгломераты и песчаники, состоящие из вулканического материала. Сходных примеров можно было бы привести много. Ранее употреблявшийся термин «туфогенный песчаник» более удобен, так как всеми понимается одинаково.

Большой прогресс в изучении вулканических пород за последнее десятилетие диктует необходимость применения некоторых новых принципов классификации. Оформление классификации в виде общей большой таблицы, как это было сделано в 1962 г., уже невозможно (из-за появления многих новых групп вулканогенно-обломочных пород) да и нецелесообразно. Выгоднее для четко выделяющихся групп пород (игнимбритов, гиалокластитов и др.) давать отдельные классификационные таблицы. Это позволит более подробно расклассифицировать их и облегчит дальнейшее развитие классификации. Термины классификационных таблиц должны отражать главные группы и типы пород, характеризующиеся особенностями состава, структуры, текстуры и генезиса. Учет генезиса пород при классификации необходим, так как лишь разобравшись в условиях образования какой-либо группы пород, можно достаточно обоснованно подразделить ее на главные типы. Можно привести пример группы игнимбритов, обособление которой в классификации стало необходимым после получения достаточных представлений о ее генезисе.

И. М. Сперанская (1966), выявив основные стадии формирования игнимбритов, выделила образования разных стадий в главные типы, отличающиеся по составу и структуре. По тому же пути, хотя и самостоятельно, развивается номенклатура игнимбритов и за рубежом. Так, Р. Робертсом и Д. Петерсоном (Roberts, Peterson, 1961) выделены, как и И. М. Сперанской, более ранние (в одной фазе извержения) пепловые и более поздние кристалловые спекшиеся туфы. Другой пример представляет группа

вулканических брекчий. Выявление их генетических разновидностей и установленная важность некоторых типов брекчий для рудной геологии вызвали необходимость подразделения группы вулканических брекчий на основные генетические типы. Можно указать также на гиалокластиты, которые ранее не выделялись среди вулканогенно-обломочных пород и чаще относились к туфам. Выявившееся в последние годы своеобразие обстановки образования этих пород обусловило выделение их в самостоятельную группу вулканических пород, а после выяснения условий образования гиалокластитов стало возможным подразделение их на характерные типы. Большое внимание геологов в последнее время привлекает формация «зеленых туфов», представляющая по существу группу вулканических пород, характеризующую специфическую обстановку подводного вулканизма и особенности состава извергавшихся лав (в первую очередь их большую водонасыщенность, Ishikawa, 1960, и др.). Многие особенности пород этой формации, которые ранее объяснялись процессами наложенного метаморфизма (интенсивная хлоритизация, «сланцеватые» текстуры и др.), оказались первичными или связанными с автометаморфизмом. Важность зеленых туфов как рудовмещающих пород обусловливает необходимость их классификации как специфических вулканических пород с очень ранними изменениями. Особого внимания геологов также заслуживает, как справедливо подчеркивает А. В. Сидоренко (1970), сложная гамма вулканогенно-кремнистых и смешанного состава пород, образующихся в зоне подводного вулканизма. С ними ассоциированы многие рудные и нерудные ископаемые. Общепринятой классификации этих пород пока нет. До выяснения обстановки образования вулканогенно-кремнистых пород и выделения их главных типов целесообразно давать им названия по минералогическому составу. Существующий разнобой в наименованиях пород затрудняет взаимопонимания геологов, мешает корреляции разрезов, в определенной мере обеспечивает геологические материалы.

Необходимо также перейти на единую номенклатуру эффузивных пород. Целесообразность этого особенно хорошо видна в таких геологически сложных районах (с полициклическим развитием, многофазовым магматизмом, огромным масштабом вторичных газо-гидротермальных изменений пород, разнообразными рудами), как Дальний Восток и Северо-Восток СССР. Не случайно значительная часть геологов этих районов фактически уже перешла на единую номенклатуру. Этот переход позволяет более полно характеризовать вторичные изменения пород, в том числе околорудные, ранее определяемые термином «порфирит».

Все изложенное побудило Дальневосточное отделение Всесоюзного минералогического общества вместе с Дальневосточным территориальным геологическим управлением организовать в 1969—1970 гг. работы по упорядочению классификации вулканических пород. Проект классификации, составленный Г. М. Власовым, М. В. Мартынюком и М. И. Попковой, был послан в экспедиции ДВТГУ, в Приморское, Сахалинское, Камчатское и Северо-Восточное управления, а также в некоторые научно-исследовательские институты. Проект и полученные замечания обсуждались на двух заседаниях Дальневосточного отделения ВМО. В обсуждении классификации принимали участие: А. Ф. Болотников, Е. И. Бондаренко, О. Г. Борисов, В. Н. Главацкая, М. Г. Золотов, Е. Ф. Кайдалова, Т. В. Климовская, П. Н. Кошман, Н. П. Лошак, Е. Ф. Малеев, А. Ф. Майдорода, Т. Н. Мезенина, Л. Ф. Мишин, Ю. Н. Никитин, Н. В. Огнянов, М. Г. Турбин и др. Окончательный вариант классификации был сделан комиссией, в состав которой вошли: Е. В. Бельтенев, Г. М. Власов, В. А. Евтушенко, М. В. Мартынюк, М. И. Попкова, Э. Л. Школьник, С. Л. Штейнберг.

В табл. 1—7 приводится классификация ряда групп вулканических пород.

Классификация гиалокластитов (табл. 2) принята по Сильвестри (Silvestri, 1963) с некоторыми изменениями. Схема взаимоотношений различных типов гиалокластитов дается на рис. 1.

Преобладающая масса гиалокластитов связана с подводными извержениями базальтовых лав и представляет результат растрескивания стекловатой корки на потоках лавы и на поверхности шаровой отдельности.

Градации по размерам обломков пирокластических пород (табл. 3) взяты из классификационной таблицы комиссии Первого всесоюзного вулканологического совещания (1962).

Вулканические брекчии выделены в отдельную классификационную таблицу (табл. 4) ввиду важного значения этих пород для рудо-

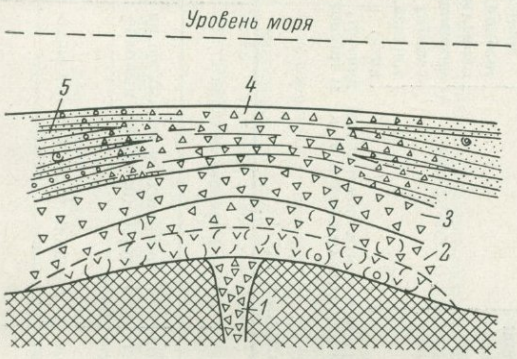


Рис. 1. Схема образования различных типов гиалокластитов при излиянии лав (преимущественно основного состава) на морское дно.

1 — жильные гиалокластитовые брекчии; *2* — гиалокластитовые брекчии с остатками шаров; *3* — нестратифицированные туфовидные гиалокластиты; *4* — стратифицированные гиалокластиты; *5* — переотложенные (переработанные) гиалокластиты.

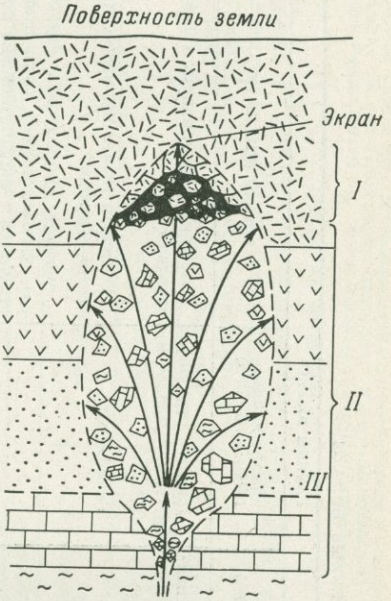


Рис. 2. Схема образования различных типов автобрекчий.

I — однородные неперемещенные автобрекчии (с наиболее богатыми рудами); *II* — неоднородные перемещенные автобрекчии; *III* — уровень, на котором внутреннее давление перегретых растворов (расплавов) становится больше внешнего давления — вскипание, взрыв.

образования. Особый интерес представляет группа автокластических брекчий, с которыми часто связаны крупные рудные залежи (рис. 2). У этих брекчий, образующихся при вскипании вблизи поверхности сильно перегретых растворов (и магм?), имеется много других наименований: автомагматические, гидротермально-интрузивные, эруптивные, эксплозивные, гидротермально-пневматолитические и др. При составлении таблицы использована классификация вулканических брекчий Р. Фишера (Fisher, 1960).

Трудности различия спекшихся и вспененных пород заставляют рассматривать их здесь пока совместно. В случае установления лавового характера игнимбритоподобных пород они именуются туфолавами. К числу диагностических особенностей туфолав относятся: флюидальная (а не псевдофлюидальная) текстура, наличие крупных удлиненных пор, отсутствие расщеплений концов пемзовых обломков, ярко-красная окраска включений и др.

Спекшиеся породы разделяются на две группы: игнимбриты и аглютинаты. Классификация игнимбритов дается в основном по И. М. Сперанской (1966).

Таблица 1

Эффузивные породы

Типы	Группы пород				
	основные ($SiO_2 < 52\%$)	средние (SiO_2 — 52—63%)	средне-кислые (SiO_2 — 63—70%)	кислые ($SiO_2 > 70\%$)	щелочные (SiO_2 — 60—63%)
Главные типы пород	Базальт, трахибазальт (7—8% щелочей)	Андезит, трахиандезит, латит (9—10% щелочей)	Дацит, трахидацит (9—10% щелочей)	Липарит, трахилипарит (10—11% щелочей)	Трахит (> 11% щелочей)
Стекловатые породы	Гиалобазальт, тахилит (тахилитовая структура)	Гиалоандезит	Гиалодацит	Обсидиан (почти нет воды), перлит (3—4% воды)	Гиалотрахит
Структурные разновидности	Долерит (долеритовая структура), вариолит (вариолитовая структура), миндалекаменный базальт с минерализованными порами			Фельзит (фельзитовая структура), фельзит-порфир (фельзитовая структура с вкрапленниками полевых шпатов)	
Измененные породы	Палагонитизированный базальт (палагонитизация), спилит (альбитизация, спилитовая структура)	Пропилит (пропилитизация), альбитофир (альбитизация)		Кварцевый альбитофир (альбитизация), аргиллизированный липарит (монтмориллонитизация, каолинизация и др.), щелочной метасоматит (с новообразованиями ортоклаза, адуляра, биотита, мусковита)	

Примечание. Названия пород уточняются по характерным минералам: роговообманковый андезит, двупироксеновый андезит, оливиновый базальт и т. д. В случае промежуточных пород применяются сложные наименования андезито-базальт и т. д. В таблице приведены лишь некоторые из структурных разновидностей пород.

Таблица 2

Гиалокластиты

Типы гиалокластитов	Состав	Местонахождение	Особенности
Жильные гиалокластитовые брекчии	Угловатые обломки стекловатых лав величиной от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров; цемент иногда осадочный (известковый или глинистый)	В трещинах, у их выхода на дно моря (жильные выполнения)	Стекловатая корка часто покрывает обломки со всех сторон; иногда встречаются поры, часты ксенолиты боковых пород; сортировка обломков отсутствует
Шаровые гиалокластитовые брекчии	Обломки шаровых лав в гиалокластитовом цементе; в цементе обычно содержатся кальцит, цеолиты	Средняя часть потоков шаровых лав	Стекловатая корка лишь на одной стороне обломков; пирамидальная форма обломков. Вниз наблюдается постепенный переход в шаровые лавы; поры чаще отсутствуют

Таблица 2 (*продолжение*)

Типы гиалокластитов	Состав	Местонахождение	Особенности
Нестратифицированные туфовидные гиалокластиты	Стекловатые обломки различной величины (до нескольких сантиметров). Нередки палагонит, кальцит, цеолиты	Кровлевая часть потоков шаровых лав	Обычен переход стекла в палагонит с изменением окраски от черной до зеленовато-желто-коричневой; слоистость отсутствует
Стратифицированные гиалокластиты	Несортированные или частично сортированные по размеру стекловатые обломки	Верхняя часть формации гиалокластитов. Краевые части гиалокластитовых накоплений	Иногда слоистость (параллельная или косая, типа прибрежной); местонахождение «in situ»
Переотложенные гиалокластиты	Мелкие отсортированные, чаще угловатые стекловатые частицы (палагонитизированные и непалагонитизированные); в цементе частое содержание тонких обломочных частиц, нередко карбонатов	Периферия вулканических очагов	Тонкая слоистость, ритмичность, содержание нормальных осадочных пород, органических остатков

Примечание. При описании гиалокластитов отмечается петрографический состав обломков (базальтовый гиалокластит, андезито-базальтовый гиалокластит и др.). Продукты разложения гиалокластитов представлены палагонитом, сидеромеланом (+ кальцит, цеолит, монтмориллонит, окислы марганца и железа).

Таблица 3

Пирокластические породы

Размеры обломков, мм	Наименование туфов			Наиболее характерные изменения
	по структуре	по агрегатному состоянию обломков	по характеру обломков	
Меньше 0.01	Пелитовый	Витрокластический (витротуф)	Пепловый туф	Силификация (окремнение), монтмориллонитизация, карбонатизация, цеолитизация, хлоритизация, палагонитизация
0.01—0.1	Алевритовый	Витро- и кристаллокластический (кристаллотуф)	Пепловый и кристалловый туф	
0.1—2.0	Псаммитовый			
2—10	Мелкопсефитовый	Литокластический (литотуф)	Гравийный литотуф	
10—30	Среднепсефитовый		Лапиллиевый литотуф	
30—200	Крупнопсефитовый		Агломератовый литотуф	
>200			Глыбовый литотуф	

Примечания. Туфы, состоящие из обломков различного агрегатного состояния, называются смешанными. По петрографическому составу туфы подразделяются на липаритовые, дацитовые, андезитовые и пр. Среди примесей в туфах выделяют (в %): включения родственных пород, включения чужих пород. При наличии данных об образовании туфов при подводном извержении туфы относятся к аквагенным. Крупнопсефитовые туфы можно называть туфобрекчиями.

Таблица 4

Вулканические брекчии

Генетические группы брекчий	Типы брекчий	Обстановки образования	Особенности
Автокластические брекчии (автобрекчии)	Однородные (неперемещенные) автобрекчии	Ниже земной поверхности: У верхней границы области проявления взрыва (взрывная волна ослаблена)	Крупный материал, гидротермальные изменения пород, частое содержание руд
	Неоднородные (перемещенные) автобрекчии	Ниже земной поверхности: В пределах области сильного проявления взрывной волны	Раздробленность материала, гидротермальные изменения пород, содержание руд, много обломков нижележащих пород
Пирокластические брекчии (пиробрекчии или туфобрекчии)	Собственно туфобрекчии	Близкратерные выбросы (выпадение сверху)	Бомбы со стекловатой коркой закалки
	Агломератовые туфобрекчии	Агломератовые потоки	Крупноглыбовый материал, каналы вторичных фумарол
	Пемзовые туфобрекчии	Пемзовые потоки	Преимущественно обломки пемзы
Лавокластические брекчии (лавобрекчии)	Мантийные (купольные) лавобрекчии	Периферия экструзивных куполов (брекчиевая «мантия»)	Относительно кислый состав пород, флюидальная текстура, газо-гидротермальные изменения пород
	Потоковые лавобрекчии (глыбовые лавы)	Краевая и верхняя части потоков вязких лав	Чаще состав кислых андезитов, отсутствие газо-гидротермальных изменений (исключая каналы вторичных фумарол), наличие аглютинатов
Эпикластические брекчии (эпибрекчии)	Лахаровые брекчии	Лахаровые (грязевые) потоки, образующиеся при таянии снега или льда при извержениях	Грязевой цемент, содержание древесных стволов, иногда большая величина обломков
Не путать с генетической группой поствулканических брекчий:			
Псевдобрекчии	Метасоматические псевдобрекчии	У разломов, подводящих гидротермы	Отсутствие нарушений в ориентировке «обломков»

Примечание. При описании вулканических брекчий надо особенно тщательно характеризовать количественные соотношения обломков различного состава. Необходимо отмечать петрографический состав брекчий (например, липаритовая туфобрекчия и др.). Распыленный при взрывах магматический материал следует называть туффизитом.

Таблица 5

Вулканокластиты формации зеленых туфов

Общий характер вулканогенных толщ	Состав	Местоположение	Особенности	Типы пород
Измененный пемзокластический материал липарито-дацитового состава	Обломки липаритовой или липарито-дацитовой пемзы; цемент — более мелкие пемзовые и прочие туфовые обломки; маломощные горизонты игнимбритов	У очагов извержения пемзовых потоков, в пределах приподнятых структур	Пятнистая текстура (обломки пемзы выделяются особенно ярко-зеленой окраской), тесная ассоциация с субинтрузиями и экструзиями; залегание поблизости от рудных (колчеданных и колчеданно-полиметаллических) тел	Зеленые пемзовые туфы (псефитовые, псаммитовые, алевритовые) Игнимбриты слабоспекшиеся, зеленые
Измененный вулканический материал сложного состава (среднего, кислого и основного)	Пемзовые и прочие туфы кислого и среднего состава; вулканические агломераты; потоки базальтовых лав (иногда развиваются гиалокластиты)	В удалении от очагов кислого вулканизма, в вулканических «трогах»	Темно-зеленая окраска, часто тонкая слоистость	Хлорит-карбонатно-цеолитовые, эпидот-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые и пумпелиитовые пропилиты — измененные, пемзовые, кристалловые, агломератовые (литокластические) туфы. Спиллиты — измененные базальтовые шаровые лавы. Альбитофиры, альбититы — измененные вулканические продукты преимущественно базальтового и андезитового состава. Кератофиры — измененные продукты сравнительно кислого состава.

Таблица 6

Вулканогенно-осадочные и вулканомиктовые породы

Размер обломков, мм	Вулканогенно-осадочные породы			Вулканомиктовые или грауваккковые породы (осадочные породы из переотложенного вулканического материала и других примесей)
	осадочно-пирокластические (содержание примесей менее 50%)		пирокластически-осадочные (содержание примесей 50%)	
Меньше 0.01	Пелитовый туффит		Туфогенный аргиллит	Вулканомиктовый аргиллит
0.01—0.1	Алевритовый туффит		Туфогенный алевролит	Вулканомиктовый алевролит
0.1—2.0	Псаммитовый туффит		Туфогенный песчаник	Вулканомиктовый песчаник
2—10	Гравийный туффит	Псефитовая структура	Туфогенный гравелит	Вулканомиктовый гравелит
10—30	Лапиллиевый туффит		Мелкогалечниковый туфогенный конгломерат	Мелкогалечниковый вулканомиктовый конгломерат
30—200	Агломератовый туффит		Крупногалечниковый туфогенный конгломерат	Крупногалечниковый вулканомиктовый конгломерат
Более 200	Глыбовый туффит			

Таблица 7

Вулканогенно-кремнистые породы

Группы пород	Кремнистые породы с незначительным количеством посторонних примесей (90—100% SiO_2)	Существенно кремнистые породы с примесью терригенного, хемогенного, органогенного, пирокластического и прочих материалов (50—90% SiO_2)	Существенно терригенные, хемогенные, органогенные, пирокластические и прочие породы с примесью кремнезема (10—50% SiO_2)
Основные типы	Кремнистые породы и кремнистые сланцы — соответственно массивные и сланцеватые породы, состоящие преимущественно из кремнезема и не обладающие характерными свойствами яшм, фтанитов, радиоляритов и т. д. Яшмы — массивные кремнистые породы с высокой твердостью и прочностью и разнообразной, обычно пестрой окраской; железо преимущественно в окисной форме. Фтаниты — кремнистые породы, содержащие повышенное количество углерода, иногда фосфора; железо преимущественно в закисной форме, окраска черная и темно-серая. Радиолариты, диатомиты, спонголиты — породы более чем на 50% состоят соответственно из радиолярий, панцирей диатомей или спикул губок	Глинисто-(алеврито-)кремнистые сланцы, карбонатно-кремнистые (известково-кремнистые) сланцы, туфогенные кремнистые сланцы, туфодиатомиты и др.	Кремнисто-глинистые сланцы, кремнистые алевролиты (песчаники), кремнистые известняки, кремнистые туффиты, кремнисто-гематитовые породы и др.
Частично раскристаллизованные породы	Микрокварциты	Например, глинисто-карбонатно-кремнистая порода с петельчатой (сетевидной) структурой	
Породы, подвергшиеся зеленокаменным и слабым контактовым изменениям		Кремнисто-(кварцево-)хлоритовые, кремнисто-карбонатно-хлоритовые, кремнисто-хлоритово-эпидотовые, кремнисто-гидрослюдистые и другие породы	

Игнимбриты делятся на игнимбриты малых и больших объемов. По степени спекания те и другие делятся на сильно спекшиеся, умеренно спекшиеся и слабо спекшиеся.

По структуре среди них выделяются: 1) витрокластические игнимбриты или витроигнимбриты (стекловатая масса почти без кристаллов — до 20%), в случае преобладания вулканических пеплов — пепловые витроигнимбриты, пемзы — пемзовые витроигнимбриты; 2) порфирокластические или порфироигнимбриты (кристаллов 20—40%); 3) кристаллокластические или кристаллоигнимбриты (кристаллов более 40%).

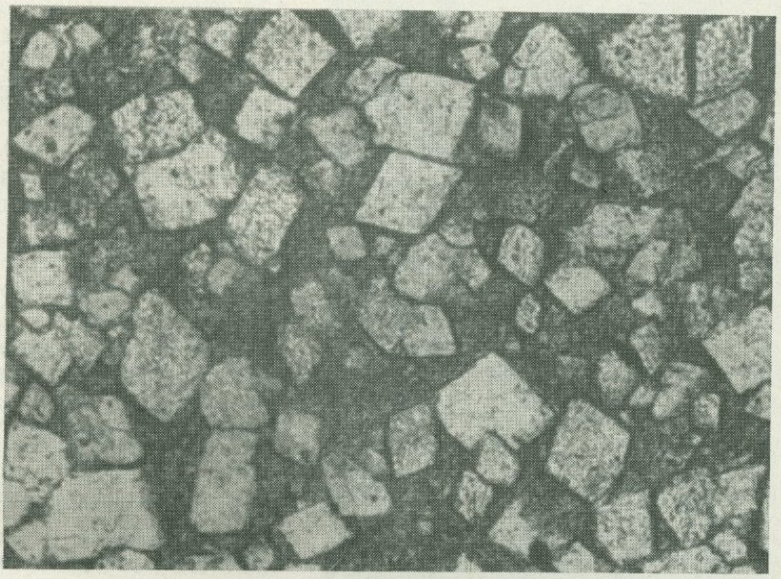


Рис. 3. Раскристаллизовавшаяся карбонатно-кремнистая порода. Увел. 80, николи ||, Северный Сихотэ-Алинь. Фото М. В. Мартынюка.

Светлое — кристаллы доломита; *серое* — кремнезем, глинистые частицы, окислы железа.

По текстуре делятся на: 1) с фиамме и псевдофлюидальной основной массой (пламенный игнимбрит); 2) псевдофлюидальные — очковые (вместо фиамме — овальные и линзовидные включения стекла и пород); 3) эвтакситово-брекчиевидные (при брекчиевом облике породы наблюдается полосчатое расположение составных частей); 4) массивные (однородная спекшаяся масса); 5) перлитовые (с перлитовой трещиноватостью).

Для вторичных лавоподобных пород, образованных сильным спеканием туфового материала, применяется термин реоигнимбрит.

При описании ингнимбритов отмечается их петрографический состав (игнимбрит липарита или липаритовый игнимбрит и др.).

Аглютинаты — породы, состоящие из спекшихся, обычно ярко-красных обломков лав (чаще базальтовых пористых). Они делятся на: а) собственно аглютинаты — с четким оплавлением и спеканием большинства обломков; б) аглютинированные породы — с частично оплавленными и спекшимися обломками.

Многие особенности пород формации з е л е н ы х т у ф о в и закономерности их распространения выяснены на примерах молодых их представителей в Японии и на Курильских островах (Sudo, 1951; Minato a. oth., 1956; Yagi a. oth., 1962; Yamagishi, 1964; Пискунов, Федорченко,

1969, и др.). В зонах раннеорогенного вулканизма, где формируются зеленые туфы, выделяются два типа обстановок и соответственно разрезов вулканогенных толщ (табл. 5): 1) углубленные части вулканических трогов, 2) относительно поднятые структуры, где локализуются колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды. В пределах первых формируется гамма пропилитизированных и альбитизированных пород различного, преимущественно андезитового, состава, вторых — большие массы пемзовых туфов с подчиненными игнимбритами малых объемов. Исключительно яркая зеленая окраска кислых туфов обусловлена развитием селадонита (Sudo, 1951). Полосчатые и линзовидно-полосчатые текстуры пород, которые раньше объяснялись метаморфизмом, являются в большинстве случаев первичными.

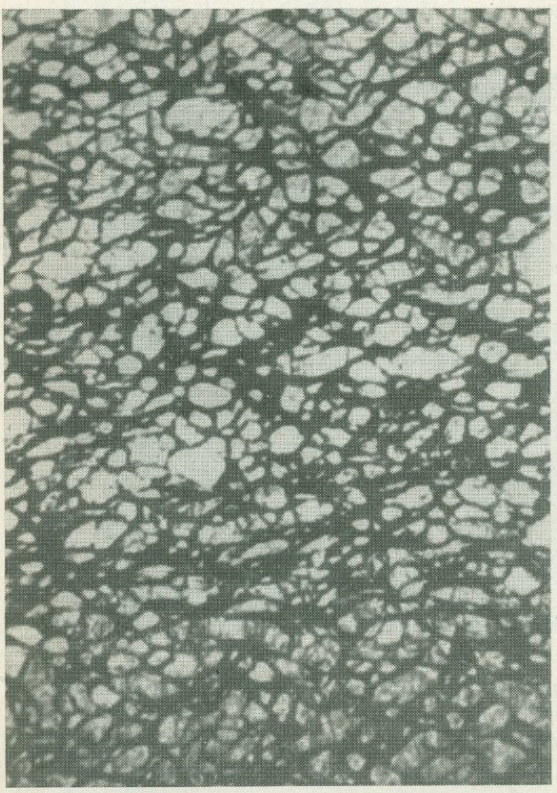


Рис. 4. Сетевидная (петельчатая) структура раскристаллизации кремнисто-карбонатной породы. Увел. 30, николи ||, Северный Сихотэ-Алинь. Фото М. В. Мартынюка.

Светлое — кристаллы кальцита; *темное* — кремнезем, окислы железа и марганца.

Вулканогенно-кремнистые породы изучены еще слабо. До выделения главных типов приходится классифицировать их в основном по минералогическому составу (табл. 7). Изучение мезозойских вулканогенно-кремнистых толщ Сихотэ-Алиня показало частое проявление в породах сложного состава своеобразных петельчатых или сетевидных и других структур раскристаллизации (рис. 3, 4). Минералы с большей силой кристаллизации (чаще карбонаты) образуют крупные кристаллические зерна, располагающиеся относительно равномерно среди нераскристаллизованной или плохо раскристаллизованной смеси других компонентов (глинистые и кремнистые частицы, окислы железа и марганца и др.). Раньше такие породы обычно описывались как карбонатные песчаники.

Дальнейшее развитие классификации будет заключаться в уточнении таблиц и в составлении дополнительных классификационных таблиц для выявляющихся исследованиями новых групп и типов вулканических пород. В настоящее время намечается несколько таких групп: туфолавы (вспененные лавы), аквагенные (подводные) туфы, тефроидные породы, образующиеся при отложении пирокластического материала во впадинах рядом с вулканами островных дуг.

ЛИТЕРАТУРА

Классификация вулканогенных обломочных горных пород (1962). Госгеолтехиздат, М.
Мархинин Е. К. 1958. Вулканы острова Кунашир. Автореф. дисс., М.
Малеев Е. Ф. 1961. Генетические типы кластолав и отличие их от игнимбритов. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 20.
Малеев Е. Ф. 1963. Вулканокластические горные породы. Госгеолтехиздат, М.
Пискунов Б. Н., В. И. Федорченко. 1969. О палагонит-хлорфеитовых минералах в позднеплиоценовых вулканогенных образованиях острова Урупа (Курильские острова). ДАН СССР, сер. геол., № 3.
Сидоренко А. В. 1970. Некоторые вопросы развития петрографии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
Сперанская И. М. 1966. Петрографическая классификация игнимбритов. Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 19.
Хворова И. В., Л. М. Сибиркина. 1968. Информация о семинаре по классификации, номенклатуре и диагностике вулканогенно-осадочных (обломочных) пород. Литология и полезные ископаемые, № 5.
Ширинян К. Г. 1961. Игнимбриты и туфолавы. Тр. Лабор. вулканологии, вып. 20.

Fisher R. V. 1960. Classification of volcanic breccias. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, № 6—7.
Isihikawa T. 1960. Some petrological consideration on the miocene volcanic activities in green-tuff region in Japan. J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser. IV, Geol. and Miner., v. X, № 3.
Minato M., K. Yagi, M. Hunabashi. 1956. Geotectonic synthesis of the Green-tuff region in Japan. Bull. Earthg. Res. Inst., v. 34.
Roberts R., D. Peterson. 1961. Suggested magmatic differences between welded «ash» tuff and welded crystal tuffs. Arisona and Nevada. Geol. Sur.Research, Prof. paper, 424-D.
Silvestri S. C. 1963. Proposae for a genetic classification of hyaloclastites. Bull. volcanologigue, Napoli, t. XXV, b. V.
Sudo. 1951. Mineralogy of Green tuff brecoia near Shiroishimachi Miyagi Pref., J. Geol. Soc. Japan, v. 57, № 67.
Yagi K., T. Matsuyama, O. Nanasaki. 1962. Density of pumice, with-reference to the mechanism of formation of welded tuffs. Intern. Geol. Rev., v. 4, № 8.
Yamagishi J. 1964. Geology in the Northern district of Vede City. Nagano Pref. with special reference to Green tuffs. J. Geol. Soc. Japan, v. LXX, № 825.

Е. Б. Высокоостровская, Г. А. Шатков

ГРАНАТ В ИГНИМБРИТАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Находки хорошо ограненных кристаллов граната в вулканогенных породах известны для ряда областей современного и молодого вулканизма. В Советском Союзе они описаны в Закарпатье (Соболев и др., 1959; Костюк, 1958; Малеев, 1962), на Чукотке (Загрузина, Цветков, 1967), в Горном Крыму (Макарев, Супричев, 1964; Лебединский, Добровольская, 1965) и в пеплах современных извержений Ключевского вулкана (Пийп, 1956). Гранатсодержащие эффузивы охарактеризованы также в Карпатах (Zorkovsky, 1956), в Саарской области Западной Германии (Jung, 1951), Швейцарии (Buddington, 1950), во Франции (Varet, 1967), в вулканической серии Борроудэйл, Англия (Oliver, 1956), в Скалистых горах США (Gross, 1886; Pabst, 1936), в Китае (Huang-Kan-Tzu, 1957), в Японии (Miyashiro, 1955; Jamasaki, 1958), в Австралии (Edwards, 1936; Green, Ringwood, 1968) и в лавах современных извержений Везувия (Lacroix, 1907).

Как известно, гранат принадлежит к гетерогенным минералам, формирование его может происходить в широком диапазоне температур и давлений, а химический состав и оптические свойства позволяют судить о термодинамических условиях генезиса. В большинстве случаев гранаты в кислых вулканитах имеют существенно альмандиновый состав (60—80% альман-

дина) и, судя по взаимоотношениям с породообразующими минералами, исследователи приходят к выводу о первично магматическом возникновении гранатов на ранних стадиях интрателлурической кристаллизации магмы на больших глубинах. Экспериментальные работы Грина и Рингвуда (Green, Ringwood, 1968) подтверждают эти выводы. Кроме того, известны андрадитовые гранаты, образовавшиеся в трещинах трахитового купола под воздействием фумарол (Varet, 1967). В пустотах липаритов описаны гранаты альмандинового состава со значительной примесью спессартиновой составляющей (Pabst, 1938; Miyashiro, 1955).

Гранаты, встреченные авторами в Восточном Забайкалье, отличаются крупными размерами (0.3—2.5 см), хорошей огранкой и существенно спессартиновым составом (58—63% спессартина) и в этом отношении

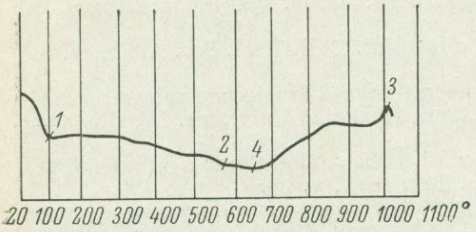


Рис. 1. Термограмма глинистой составляющей измененного гранатсодержащего игнимбрита. Отчетливо выражены эндотермические эффекты (*1* и *2*), указывающие на наличие гидрослюд: экзо- (*3*) и эндотермические (*4*) эффекты обусловлены присутствием диккита.

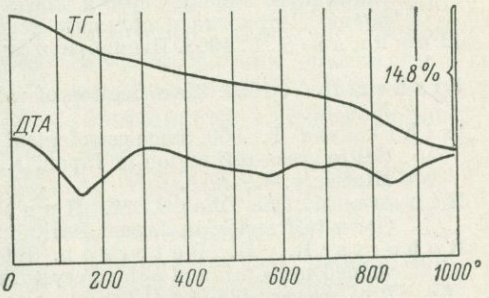


Рис. 2. Дериватограмма гидроокислов марганца из пятнистых обособлений в гранатсодержащем игнимбрите. Четко выраженные эндотермические эффекты указывают на присутствие вада и псиломелана.

представляют определенный интерес. Они обнаружены в толще липаритов в северной части Приаргунья, в междуречье Мотогор—Изеча, в 4 км к северу от впадения р. Мотогор в р. Уров. Геологическая обстановка в изученном районе характеризуется следующими чертами. На интенсивно дислоцированных и метаморфизованных терригенно-карбонатных отложениях верхнего протерозоя—нижнего кембрия, прорванных нижнепалеозойскими гранитоидами, залегают верхнемезозойские осадочно-вулканогенные отложения. Они выполняют крупную Урово-Мотогорскую впадину, в северо-восточной части которой располагается Мотогорский палеовулкан.

Мотогорский вулканический аппарат приурочен к разлому меридионального направления. Он фиксируется дайками липаритов того же направления. Непосредственно к западу от разлома находится крупная вулканическая депрессия, выполненная вулканогенными и в меньшей мере осадочными отложениями. Сводный стратиграфический разрез, составленный по скважинам (сверху вниз).

1. Липариты с микрофельзитовой и гиалиновой структурой, без вкрапленников; мощность до 350 м. В нижней части наблюдается четкая игнимбритовая текстура.

2. Туфы липаритов, тонкослоистые туффиты, гравелиты, конгломераты; мощность до 100 м.

3. Андезито-базальты с липаритовой и гиалиновой структурой, с подчиненными горизонтами конгломератов, туффитов и туфов липаритов; мощность до 250 м.

4. Конгломераты, гравелиты, туфы липаритов; мощность до 80 м.

5. Липариты санидин-морионовые с четкой игнимбритовой текстурой в нижней части толщи; мощность 350 м. В этой толще встречен гранат.
6. Туфы липаритов, конгломераты; мощность до 50 м.
7. Андезито-базальты с микролитовой структурой; мощность 80 м.
8. Конгломераты, туфы липаритов мощностью до 50 м
9. Андезито-базальты с прослоями конгломератов; мощность до 200 м.

Суммарная мощность разреза достигает 1500 м. Максимальная глубина залегания фундамента депрессии от уровня современной поверхности порядка 1000 м. Возраст отложений по фауне пресноводных моллюсков и филлопод определен Л. Н. Якобсон и Ч. М. Колесниковым как верхи верхней юры—низы нижнего мела.

Вулканогенные и осадочные отложения падают моноклинально на запад-северо-запад под углами 30—60° вблизи Мотогорского разлома, постепенно выполаживаясь до 15—20° к западу от него. В зоне шириной до 1.5—2.0 км, прилегающей к разлому и оперяющим его нарушениям, породы подвергались интенсивному гидротермальному метасоматозу.

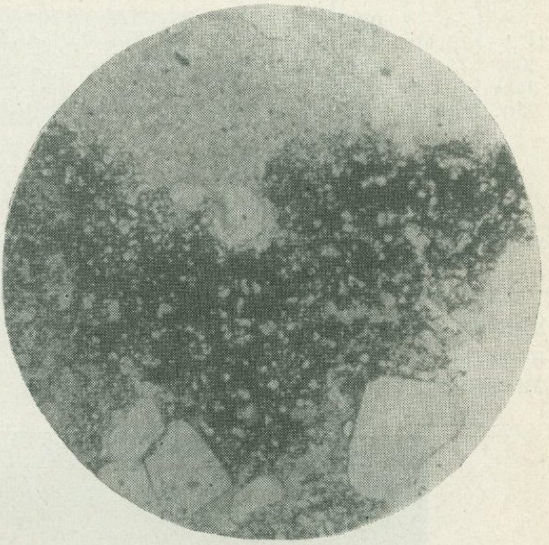


Рис. 3. Пятнистые обособления гидроокислов марганца в игнимбрите. Увел. 25, без анализатора.

Судя по составу вторичных минералов — гидрослюды, глинистые минералы каолиновой группы (рис. 1),[1] кварц, халцедон, гидроокислы железа и марганца (рис. 2), барит и флюорит, — можно заключить, что толща подверглась воздействию кислых термальных растворов.

Гранат встречен только в сильно измененных санидин-морионовых липаритах (ингимбритах) в средней части толщи, в участках, насыщенных гидроокислами марганца и железа. Макроскопически липарит (игнимбрит), содержащий гранат, светлой пятнистой окраски — желтоватых, розоватых, иногда буроватых или почти белых тонов. Наиболее свежие липариты характеризуются розовато-серой окраской. Они обладают порфировой структурой и неравномерно раскристаллизованной микрофельзитовой, сферолитовой и местами микропойкилитовой кварц-полевошпатовой основной массой. Порфировые выделения дымчатого кварца и санидина размером 0.2 —3 мм занимают около 20% объема породы и несут явные следы интрателлурического происхождения. Встречаются редкие пластинки биотита. В породе отмечаются реликты перекристаллизованных обломков, теневые структуры и другие признаки, характерные для «сваренных туфов». Изменениям в липаритах подвергся главным образом полевой шпат основной массы, который замещен гидрослюдой и отчасти глинистым минералом каолиновой группы. Санидин по трещинам спайности покрывается бурыми налетами глинистого минерала, по-видимому, из группы каолинита. В породе постоянно отмечаются гидроокислы марганца и же-

[1] Этот и последующие термические анализы выполнены на установке УТА-1 во ВСЕГЕИ.

леза, образующие налеты, корки, тонкие жилки и пятнистые обособления в основной массе (рис. 3).

Сравнение химических составов свежего и измененного гранатсодержащего липарита (табл. 1) показывает, что последний характеризуется более высокими содержаниями MnO, Fe_2O_3, Al_2O_3.

Таблица 1

Химический состав неизмененного и гранатсодержащего липарита

Номера проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	N. n. n.	Сумма
3323	76.11	0.15	11.84	0.74	0.43	0.02	0.21	0.92	2.94	5.71	0.01	1.18	100.26
503	71.37	0.24	12.17	0.91	0.60	0.04	0.18	1.21	3.30	4.84	0.03	5.19	100.08
342а	70.51	0.34	13.16	1.21	0.50	0.60	0.20	0.80	2.87	4.61	0.06	5.18	100.04
346	69.11	0.34	15.11	2.14	0.80	0.71	0.17	0.90	2.94	4.84	0.06	2.96	100.10

Примечание. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории Северо-Западного геологического управления аналитиками М. М. Синяковой, Г. Б. Борухович, Л. Л. Барановой. Первые две пробы относятся к свежим липаритам, причем проба 3323 имеет микрофельзитовую, а проба 503 — перлитовую структуру основной массы.

Хорошо ограненные темно-вишневые кристаллы граната четко выделяются на светлом фоне породы (рис. 4). Они имеют преимущественно идеальную форму тетрагонтриоктаэдра {211}, с резко подчиненным значением граней ромбододекаэдра {110}. Из ста просмотренных кристал-

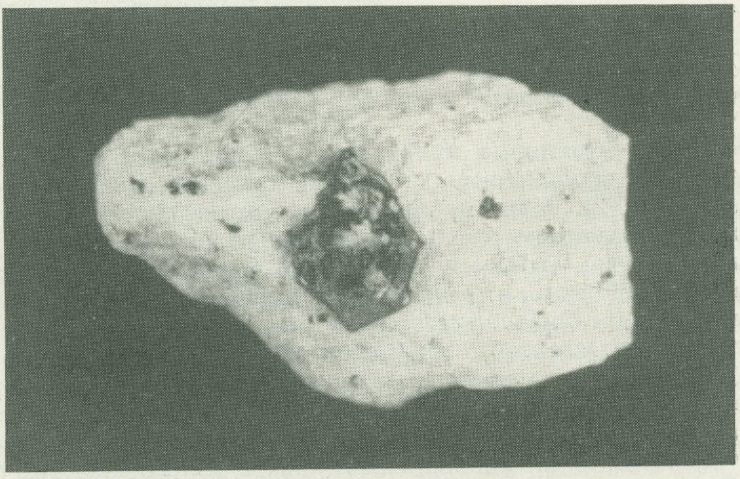


Рис. 4. Кристалл граната в игнимбрите.

лов лишь в трех установлены комбинации форм тетрагонтриоктаэдра с гранями ромбододекаэдра, причем последние встречены в виде узких полос, притупляющих ребра тетрагонтриоктаэдра (рис. 5). Поверхность граней чаще неровная, ямчатая и вследствие этого матовая; реже встречаются кристаллы граната с блестящими гранями, покрытыми грубой штриховкой. Размер кристаллов меняется в широком диапазоне — от 2.5—3 мм до 25—30 мм. Проведенное статистическое изучение размеров кристаллов граната показало, что преобладают крупные кристаллы — 5—7 мм в сечении; кристаллы размером менее 2 мм в липаритах встречаются редко.

Характерной особенностью граната является постоянное присутствие включений зерен кварца, санидина и рудного минерала, составляющих от 10 до 35% объема кристалла. Участки, свободные от включений, в гранате встречаются редко. Кварц, преобладающий среди включений, представлен мельчайшими (0.01—0.03 мм) зернами, образующими разрозненные включения или скопления гетерогранобластовой структуры, иногда сгруппированные в субпараллельно расположенные цепочки. Помимо мелких включений кварца в каждом кристалле граната отмечаются крупные фенокристаллы кварца размером до 1—1.5 мм дипирамидальной формы с округлыми и оплавленными краями. Иногда на границе кварцевого

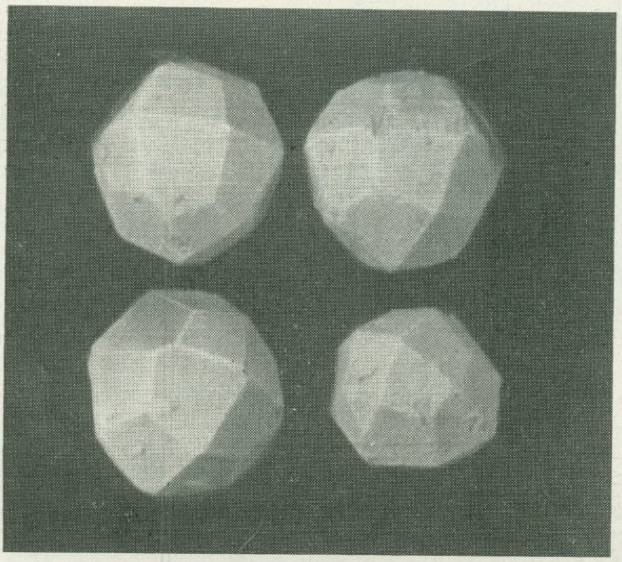


Рис. 5. Габитус кристаллов граната.

включения и граната развивается бурый и темно-бурый биотитоподобный минерал, создающий подобие каймы.

Санидин, встречающийся внутри кристаллов граната, отмечен только в виде сравнительно крупных (0.4—1.2 мм) единичных кристаллов или гломеропорфировых сростков по два-три зерна. Кристаллы санидина редко свежие, чаще покрыты бурым налетом минералов каолиновой группы, которые, как и в порфировых выделениях породы, развиваются по тонким трещинам спайности в направлении, перпендикулярном удлинению кристалла. Среди включений отмечаются неправильные по форме образования светло-зеленоватого глинистого минерала и тонкая сыпь рудных минералов. В целом рисунок микровключений в гранате весьма близок по конфигурации к структуре липарита, в котором полевошпатовая составляющая основной массы замещена гранатом, сохранились вкрапленники кварца, санидина и тонко раскристаллизованный кварц основной массы (рис. 6). Наличие подобных включений, очевидно, является следствием скелетного метасоматического роста кристаллов граната.

Гранат изотропен. В отдельных кристаллах при большом увеличении устанавливается слабая анизотропия. Явление анизотропии в гранатах неоднократно привлекало внимание исследователей и многими из них рассматривалось как признак сравнительно низких температур кристаллизации. Однако эксперименты последних лет (Калинин, 1967) показали,

Таблица 2

Химический состав гранатов из кислых вулканогенных пород некоторых районов мира

Компоненты	Забайкалье, липарит			Закарпатье				Чукотка, липарит	Франция, трахилипарит		ФРГ, фельзит	Англия						Австралия, риодацит		Япония, кварцевый порфир	США,		
				липаритовый туф	туф							риодацит		туф			брекчия				пустоты в риолите		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO_2	43.34	39.61	39.84	34.93	37.87	36.52	39.71	39.06	35.33	33.89	37.62	37.02	36.73	35.55	36.59	36.59	36.25	34.50	34.80	36.63	36.28	36.38	35.66
TiO_2	0.45	0.50	0.47	0.32	0.39	0.31	0.35	0.22	1.87	1.51	0.58	0.28	0.28	—	0.08	0.09	Сл.	—	—	1.42	—	0.27	—
Al_2O_3	18.45	19.20	19.39	18.29	18.34	18.34	17.13	21.24	0.94	1.14	21.36	20.86	20.21	21.79	21.02	21.61	21.11	23.1	21.20	22.63	21.28	19.24	18.55
Fe_2O_3	4.18	4.96	5.20	4.58	1.60	3.84	4.32	8.61	26.59	30.47	1.82	—	1.33	—	—	0.57	1.42	—	—	2.8	0.24	1.08	0.32
FeO	9.95	10.98	10.92	33.93	31.03	27.39	29.92	20.37	0.12	0.19	27.25	35.11	33.75	33.46	34.51	33.78	31.65	39.4	36.0	25.77	29.46	22.23	14.25
MnO	21.50	22.0	21.90	0.35	1.35	1.25	0.11	1.21	0.31	0.26	1.13	3.22	3.40	3.72	3.04	3.32	5.92	1.5	1.6	2.12	11.96	18.42	29.48
MgO	0.14	0.24	0.20	1.80	1.84	2.28	1.85	6.62	—	—	4.35	2.35	2.53	0.76	2.53	2.57	2.38	0.5	4.8	3.13	0.14	0.82	—
CaO	0.64	0.87	0.67	4.82	6.58	6.89	6.14	2.77	31.27	30.45	6.04	1.51	1.94	4.06	2.37	1.90	1.63	1.9	1.8	5.00	0.53	0.56	1.15
Na_2O	0.09	—	—	—	—	—	—	—	0.71	0.43		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
K_2O	0.17	0.04	—	—	—	—	—	—	0.52	0.34	0.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.21
H_2O^+	0.44	0.68	0.56	—	0.67	—	—	—			—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.29	—	—	0.44
H_2O^-	0.82	0.91	0.80	—	0.09	—	0.16	—	2.48	1.16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.20	—	0.10	—
P_2O_5	0.06	—	—	—	—	—	—	0.45	0.28	0.82	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Кристаллохимические формулы

1 — $(Mn_{1.69}Fe_{0.74}Ca_{0.06}Mg_{0.02})_{2.51}(Al_{2.08}Fe_{0.26})_{2.34}(Si_{2.97}Ti_{0.03})_3O_{12}$,
2 — $(Mn_{1.63}Fe_{0.80}Ca_{0.08}Mg_{0.04})_{2.54}(Al_{1.97}Fe_{0.33})_{2.30}(Si_{2.97}Ti_{0.03})_3O_{12}$,
3 — $(Mn_{1.61}Fe_{0.74}Ca_{0.06}Mg_{0.04})_{2.49}(Al_{1.98}Fe_{0.34})_{2.32}(Si_{2.97}Ti_{0.03})_3O_{12}$.

Примечание. Ан. 1 выполнен в лаборатории ВСЕГЕИ аналитиком Н. Бунаковой; ан. 2, 3 — в лаборатории Северо-Западного геологического управления химиками Г. Б. Борухович и Л. Л. Барановой. Для анализа раздробленный гранат очищался от микровключений в бромоформе и иодистом метилене. Расчет анализа выполнен по части кислорода с вычетом механической примеси кварца. Анализы, заимствованные из работ: 4 — Б. Зорковского (Zorkovsky, 1956), 5 — В. П. Костюк (1958), 6 — Е. Ф. Малеева (1962), 7 — Н. В. Соболева (1964), 8 — И. А. Загрузиной, Л. И. Цветкова (1965), 9,10 — И. Варе (Varet, 1967), 11 — Д. Юнга (Jung, 1961), 12—17 — Р. Л. Оливера (Oliver, 1956), 18, 19 — А. Б. Эдвардса (Edwards, 1936), 20 — М. Ямасаки (Jamasaki, 1958), 21 — А. Пабста (Pabst, 1938), 22 — А.Мияширо (Miyashiro, 1955), 23 — В. Гросса (Gross, 1886).

что явления анизотропии не зависят от температурных условий и обусловлены главным образом высокой скоростью роста кристаллов.

Обращают на себя внимание следующие особенности химического состава граната: высокое содержание марганца, слабо повышенное содержание титана, бедность кальцием. Высокое содержание кремнезема объясняется наличием микровключений кварца. Кристаллохимические формулы обнаруживают небольшой дефицит двухвалентных и избыток трехвалентных катионов по сравнению со стехиометрической формулой граната.

Обобщение имеющихся в литературе химических анализов гранатов из кислых эффузивов некоторых районов земного шара (табл. 2) показало, что они имеют существенно альмандиновый состав с содержанием спессартинового компонента не более 10% и на диаграмме альмандин — спессартин образуют компактное поле (рис. 7), реализованное в интервале 65—80% альмандиновой составляющей, вблизи фигуративных точек

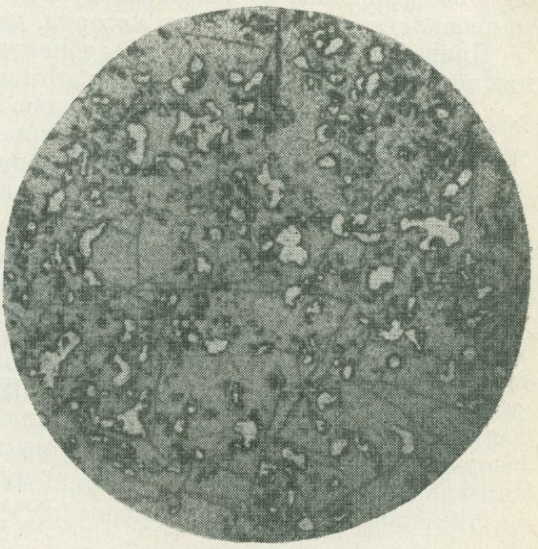


Рис. 6. Характер включений в гранате.

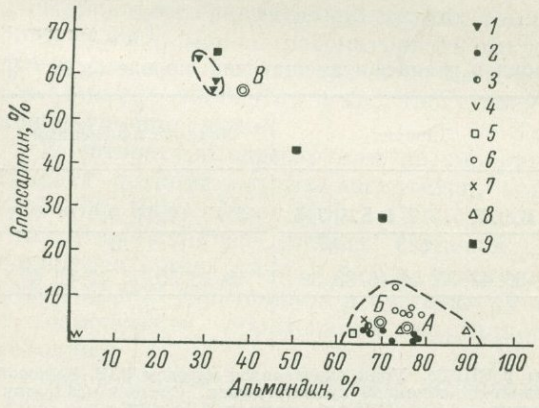


Рис. 7. Соотношение спессартиновой и альмандиновой составляющих в гранатах из кислых вулканогенных пород некоторых районов мира.

Анализы гранатов из: *1* — Забайкалья (Урово-Мотогорская впадина); *2* — Закарпатья и Восточных Карпат; *3* — Чукотки (Полянский массив); *4* — Франции (купол Менуар, Конталь); *5* — ФРГ (Саарская область;) *6* — вулканической серии Борроудейл; *7* — Австралии (Порфири Пик, Девилс); *8* — Японии (Нишинуми); *9* — США (Скалистые горы). Парагенетический тип граната из кислых эффузивов: *А* — по Н. В. Соболеву (1964); *Б* — по Трегеру (1959); *В* — средний тип граната из редкометальных пегматитов по Н. В. Соболеву (1964).

парагенетического типа «граната для эффузивов», рассчитанных Е. Трегером (Tröger, 1959) и Н. В. Соболевым (1964).

Изученные гранаты из липаритов Забайкалья занимают обособленное поле в интервале 20—32% альмандиновой и 58—63% спессартиновой составляющих и по составу весьма близки к гранатам, изученным Гроссом (Gross, 1886) и Пабстом (Pabst, 1938) из пустот, встреченных в риолитах Скалистых гор штатов Колорадо и Невада США.

По данным рентгеноструктурного анализа (выполнен Е. П. Соколовой в лаборатории ВСЕГЕИ), параметр a равен 11. 566 $\pm$0.003Å и в этом отношении близок к спессартинам и спессартин-альмандинам. Светопреломление изученного граната 1.812, что несколько выше, чем в типичных

спессартинах (1.797—1.805; Дир и др., 1967). По-видимому, это объясняется примесью альмандиновой составляющей. Удельный вес, измеренный пикнометром с предварительным выделением примесей кварца и полевого шпата в бромоформе, равен 4.03. Некоторое занижение удельного веса по сравнению со спессартинами (4.07—4.16) обусловлено наличием микровключений кварца, от которых невозможно избавиться.

Кривая нагревания (рис. 8) обнаруживает эндотермический эффект при температуре 1120—1190°. При этом происходит разложение и плавление граната, сопровождающееся увеличением веса на 0.6% за счет окисления двухвалетных катионов железа и, возможно, марганца. На кривой в области 570° отмечается полиморфный переход α- и β-кварца, что связано с наличием микровключений последнего.

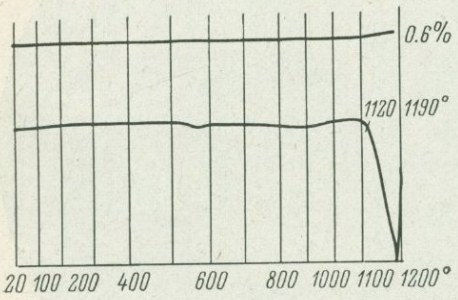


Рис. 8. Термограмма граната.

Результаты полуколичественного спектрального анализа, выполненные в ВИРГе, показали почти полную стерильность граната в отношении элементов-примесей. Отмечаются лишь следы циркония и скандия. Спектрограмма гранатов исследовалась на Si, Al, Mg, Ca, Mn, Ni, Co, Ti, Cr, W, Mo, Zr, Hf, Nb, Ta, Cu, Pb, Ag, Sb, Bi, As, Zn, Cd, Sn, Ge, Ga, In, Be, Se, Ce, La, Y, Yb, P, Na, Sr, Ba, Au. Обращает на себя внимание повышенное содержание акцессорных радиоактивных элементов, особенно урана, концентрация которого достигает $60—80 \times 10^{-4}$%, что почти десятикратно превосходит его концентрацию в породе (табл. 3).

Таблица 3

Содержание акцессорных урана, тория в гранате и вмещающей породе ($\times 10^{-4}$%)

Элемент	Гранат	Липарит	Липарит измененный
Уран	60, 63, 67, 82, 56, 70 / 66.3	6, 9, 7, 5.5, 7, 1, 5.4, 7, 5 / 6.3	13, 13, 12, 11, 9.9, 11, 7.3 / 11.0
Торий	110, 116, 112, 124, 132, 110 / 117	36, 42, 35, 44, 46, 33, 38 /	48, 43, 55, 54, 42, 46, 49 / 48.1

Примечание. Анализы выполнены в ВИРГе. Уран определялся методом В. С. Быковой с таблеточным окончанием; торий — методом ионно-обменной хроматографии. Средняя квадратичная ошибка единичного определения составляет $\pm 0.4 \times 10^{-4}$% для урана и 1.2×10^{-4}% для тория. В числителе — результаты отдельных определений, в знаменателе — средняя величина.

Форма нахождения радиоактивных элементов может быть определена лишь предположительно. Вхождение урана в кристаллическую решетку граната в качестве изоморфной примеси маловероятно, скорее уран присутствует в гранате в дефектах кристаллической решетки, на плоскостях роста, во включениях кварца и полевого шпата.

В литературе отсутствуют сведения о содержании урана и тория в гранатах из кислых вулканитов. Акцессорные гранаты из гранитов, как правило, не концентрируют уран, количество которого не более чем в 2—3 раза превышает породные концентрации. По данным Ларсена и др. (1956), гранат Южно-Калифорнийского гранитного батолита содержит 5.8×10^{-4}%

урана (2.7×10^{-4}% в породе), гранат из гранитов Санарского и Борисовского массивов Урала — $12—13 \times 10^{-4}$% урана ($5.0—6.3 \times 10^{-4}$% в породе; Львов, 1963).

Взаимоотношения изученного граната с породообразующими минералами показали, что гранат из липаритов Забайкалья является эпигенетическим минералом. Кристаллизация его произошла после процессов литификации игнимбритовой толщи и гидротермальной аргиллизации пород. Об этом свидетельствуют характерные скелетные формы роста гранатов по гидротермально преобразованным липаритам, сохранение во внутренних частях кристаллов участков незамещенной породы со структурными признаками, присущими липаритам, парагенезис граната с гидроокислами марганца и железа, отсутствие признаков изменения граната.

Можно полагать, что образование таких крупных, хорошо оформленных кристаллов граната обусловлено длительной медленной циркуляцией субщелочных ювенильных терм с повышенной ролью в их составе летучих и слабых оснований — железа, марганца, урана. Кристаллизации граната в липаритах в значительной степени была стимулирована предшествующим процессом аргиллизации пород, который обусловил концентрацию в породах глинозема и, возможно, марганца. Последующее воздействие ювенильных терм, богатых летучими, привело к связыванию избыточного глинозема и кристаллизации спессартина. Литостатическое давление на уровне минералообразования, судя по реконструкции разреза, могло достигать 350—500 бар.

Экспериментальные данные по синтезу гранатов свидетельствуют о кристаллизации спессартина и альмандин-спессартина в широком диапазоне температур и давлений, причем термодинамические параметры могут резко уменьшаться при возрастании роли летучих (Michel-Levy, 1953; Иодер, 1954; Миль, 1966).

Признаком сравнительно низких температур кристаллизации изученного граната можно рассматривать отсутствие иттрия, столь характерной примеси в спессартинах из пегматитов и мусковитизированных гранитов (Джафф, 1952; Дир и др., 1967), низкое содержание тория и высокую концентрацию урана.

В литературе спессартины рассматриваются в качестве характерного граната редкометальных пегматитов, богатых марганцем редких пород (Соболев, 1964). Мор (Mohr, 1956) описал спессартин в марганцовистых глинистых сланцах низких ступеней динамометаморфизма; известно появление спессартина в рудах некоторых месторождений марганца и фумарольные образования в пустотах риолитов (Pabst, 1938). Это говорит о возможности образования марганцовистых гранатов в различных условиях.

Выполненные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Гранат в липаритах Забайкалья является альмандин-спессартином с высоким содержанием спессартиновой составляющей (58—63%), стерилен в отношении элементов-примесей, беден окисью кальция, специфической особенностью граната является повышенное содержание урана.

2. Взаимоотношения граната с минералами липаритов и установленный парагенезис с гидроокислами марганца и железа позволяют предполагать его гидротермальное происхождение при сравнительно низких температурах. Литостатическое давление на уровне минералообразования не превышало 350—500 бар.

Дир У. А., Р. А. Хауи, Дж. Зусман. 1965. Породообразующие минералы. Изд. «Мир», М.
Джафф Г. В. 1952. Роль иттрия и других редких элементов в группе граната. Редкие элем. в изверж. горн. породах и минер., Изд. ИЛ, М.
Дудыкина А. С. 1959. Парагенетические ассоциации элементов-примесей в гранатах различного генезиса. Тр. ИГЕМ, вып. 28.
Загрузина И. А., Л. И. Цветков. 1967. Гранаты из некоторых горных пород Чукотки. Геол. и геофизика, № 8.
Иодер Х. С. 1954. Система $MgO—Al_2O_3—SiO_2—H_2O$ и соответствующие метаморфические фации. Экспер. исслед. в области петрографии и рудообраз., Изд. ИЛ, М.
Калинин Д. В. 1967. О связи анизотропии гранатов с составом и химической обстановкой их синтеза. ДАН СССР, т. 172, № 5.
Костюк В. П. 1958. Минералогическая характеристика магматического граната в вулканитах Закарпатья. Мин. сб. Львовск. геол. общ., № 12.
Кулик П. А. 1962. Акцессорный гранат лейкократовых пород Актауского интрузива. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 13, № 212.
Ларсен Е. С., Ж. Фейр и др. 1955. Уран в магматической дифференциации. Матер. Междунар. конфер. по мирному использованию атомной энергии, т. 6.
Лебединский В. И., Т. И. Доброволъская. 1965. Гранатсодержащие породы в гальках юрских конгломератов Горного Крыма. Минер. сб. Львовск. унив., № 19, вып. 1.
Львов Б. К. 1963. Уран и торий в гранитоидах Кочкарского района. Тр. ВСЕГЕИ, т. 95.
Малеев Е. Ф. 1962. Новые находки магматического граната в Закарпатье. Изв. АН СССР, № 7.
Макарев Н. И., И. А. Супричев. 1964. Ксеногенный гранат из вулканических пород Крыма. ДАН СССР, т. 157.
Миль Б. В. 1966. Гидротермальный синтез силикатных гранатов. Труды VI совещ. по экспер. и техн. минер. и петрограф., изд. «Наука», М.
Пийп Б. И. 1956. Ключевская сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 11.
Соболев Н. В. 1964. Парагенетические типы гранатов. Изд. «Наука», М.
Соболев В. С., О. М. Скитковская, Р. Я. Эпштейн. 1959. Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатья. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 9.
Ярошевский А. А. 1960. К вопросу о связи форм кристаллов гранатов с условиями минералообразования. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 10.

Buddington A. F. 1950. Composition and genesis of pyroxene and garnet related to Adirondack anorthosite and anorthosite—marble contact zones. Amer. Miner., v. 35.
Michel-Levy C. 1953. Reproduction artificielle de mineraux qui apparaissent dans le metamorphisme de contact du granite. Bull. Soc. Franc. Min. Crist., t. 76.
Edwards A. B. 1936. On the occurence almandine garnets in some Devonian igneous rocks of Victoria. Proc. Roy. Soc. Victoria, v. 49.
Engel A. E., C. G. Engel. 1960. Progressive metamorphism of the Mojor paragneiss northwest Adirondack Mountaina. N. Y. Part Mineralogy, Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, № 1.
Green T. H., A. E. Ringwood. 1968. Origin of garnet Phenocrysts in Calc-Alkaline Rocks. Contr. Miner. and Petrol., v. 12, № 2.
Gross W. 1886. On the occurence of topaz and garnet in lithophyses of rhyolite. Amer. J. Sci., v. 31.
Huang-Kan-Tzu. 1957. Discovery of a variety of garnet in the volcanic rocks in Kuantien. Liaoning. Geol. Rev., v. 17, № 4.
Jamasaki M. 1958. Notes on rock-forming minerals Garnets from volcanic rocks. J. Geol. Soc. Japan, v. 64.
Jung D. 1961. Untersuchungen an Granat in einem Felsitporphyr. Neues Jahrb. Miner., Monatshefte, № 1.
Lacroix A. 1907. L'eruption du Vesuve. Mason. Paris.
Larsen E. S. 1942. Alkaline rocks of iron Hill. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 197-A.
Miyashiro A. 1953. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 4.
Miyashiro A. 1955. Pyralspite garnets in volcanic rocks. J. Geol. Soc. Japan, v. 61.
Mohr P. A. 1956. Trace element distribution in a garnet chlorite rock from Foel Ddu, near Harlech. Merionethshire. Mineral. Mag., v. 31.
Oliver R. L. 1956. The origin of garnets in the Borrowdale Volcanic Series and associated rocks. English Lake District. Geol. Mag., v. 93, № 2.

Pabst A. 1938. Garnets from vesicles in rhyolite near Ely, Nevada. Amer. Miner., v. 23, № 2.
Tilley C. E. 1926. On garnet in pelitic contact zones. Mineral. Mag., v. 21.
Tilley C. E. 1926. Some mineralogical transformations in crystalline shists. Mineral. Mag., v. 21.
Tröger E. 1959. Die Granatgruppe. Neues Jahrb. Mineral., Bd. 93, № 1.
Varet J. 1967. Cristaux d'andradite developpes sur les plaus de fracture du dome trachytige de Menoyre (Cantal), Bull. Soc. Franc. Miner., Crist., t. 90, № 1.
Varmaas V. H. S. 1951. Manganese-iron garnet from Otjosondu, South-West Africa. Mineral. Mag., v. 29.
Zorkovsky B. 1956. Chemicka povaha granatu z granatickeho andezitu severozapadne od obce Velky Saris. Geol. Sb. Slov. Akad. vied, roc. 7.

В. С. Домарев

ОСОБЕННОСТИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ

Месторождения и рудопроявления медистых песчаников известны среди образований различного возраста от неогена до раннего протерозоя, и, по-видимому, до архея. Сопоставление геологических особенностей разновозрастных месторождений может представить определенный интерес как для практических целей металлогенических исследований, так и для изучения эволюции рудообразования в истории Земли. Сделанная в настоящей статье попытка такого сопоставления основана как на личных наблюдениях автора, так и на литературных материалах, часть из которых приведена в списке использованной литературы.

Медистые песчаники, несмотря на индивидуальные особенности образований каждого района их проявления, а иногда и каждого месторождения, составляют единую рудную формацию, которую все же можно подразделить по признаку геотектонических условий образования меденосных толщ и их формационной принадлежности. Месторождения медистых песчаников образуются как в условиях платформенного, так и геосинклинального режимов. К платформенным относятся некоторые третичные рудопроявления Средней Азии, мезозойские месторождения плато Колорадо, пермские месторождения Приуралья, Польши, нижнепалеозойские месторождения Сибирской платформы и другие. Месторождения докембрия всегда в той или иной мере дислоцированы и метаморфизованы, что, однако, не может служить достаточным свидетельством того, что в докембрии в платформенных условиях осадочные концентрации меди не возникали. В складчатых толщах медное оруденение известно в образованиях всех возрастов — от раннего протерозоя до кайнозоя.

Платформенные меденосные толщи представлены терригенными и терригенно-карбонатными пестроцветными формациями, породы которых образуются в условиях прибрежного мелководья, лагун, дельт. Среди меденосных толщ, образующихся в геосинклинальных условиях, можно выделить два типа. Наиболее распространены медистые песчаники в пестроцветных терригенных и терригенно-карбонатных формациях, отложенных в поздние этапы развития подвижных зон в миогеосинклинальных условиях и сходных с платформенными. Таковы меденосные толщи Удокана, медного пояса Катанги—Замбии и многочисленные месторождения палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов.

Ко второму типу могут быть отнесены месторождения, приуроченные к сероцветным черносланцево-карбонатным формациям, обычно обогащенным углистым материалом и в той или иной степени связанным с вулканогенными породами, иногда входящими в состав формации. Такие формации образуются в ранние этапы развития подвижных зон и их рудные

месторождения в некоторых отношениях отличаются от месторождений пестроцветных толщ. Возраст медистых пород второго типа различен, но количество известных представителей их невелико, вероятно, вследствие недостаточной изученности.

Медистые породы черносланцево-карбонатных формаций. К докембрийским медистым песчаникам черносланцево-карбонатных формаций относятся Маунт Айза, Рам Джангл и другие австралийские месторождения провинции Квинсленд и округа Катерин Дарвин. Абсолютный возраст этих месторождений превышает 1650 млн лет. С ними сходны рудопроявления в силурийской осадочно-вулканогенной толще в районе оз. Джордж в Австралии и стратиформные месторождения меди в осадочно-эффузивных мезозойских толщах в Чили и Новой Каледонии. Рудоносными во всех отмеченных районах являются богатые органическим углеродом черные сланцы, доломиты, туфогенные алевролиты, содержащие сульфидную вкрапленность. Рудные тела имеют пластообразную или линзообразную форму. Общей чертой их является многометальный характер руд и богатство минерального состава. Небольшое число месторождений, которое в настоящее время может быть отнесено в эту группу, не позволяет произвести обоснованное сопоставление разновозрастных объектов.

Медистые породы пестроцветных формаций. К пестроцветным терригенным и терригенно-карбонатным формациям приурочено большинство известных месторождений медистых песчаников, в том числе и наиболее крупные из них. Как отмечено выше, медистые породы этой группы образуются как в платформенных, так и в геосинклинальных условиях, но наличие ряда сходных черт позволяет рассматривать их совместно.

Третичный возраст имеют медистые породы некоторых районов Средней Азии. В олигоценовых пестроцветных толщах медная минерализация проявлена во Франции и Северной Испании. К пестроцветным малассам относятся также медистые песчаники боливийского месторождения Корокоро. Большинство месторождений мезозойского и палеозойского возрастов также приурочены к пестроцветным терригенным формациям. Они распространены в Китае, Казахстане, Средней Азии, европейской части СССР, в Западной Европе, в Северной Африке, в Южной и Северной Америке. Многочисленные месторождения и рудопроявления плато Колорадо, распространенные почти по всему стратиграфическому разрезу мезозойских и верхнепалеозойских отложений этого района, обусловили широкораспространенное среди зарубежных геологов название «red beds», относимое ко всей рудной формации.

Меденосные пестроцветные толщи докембрия в большей или меньшей степени изменены и некоторые характерные черты этих толщ, особенно разноцветные окраски слагающих их пластов, в той или иной мере утрачены. Тем не менее общий характер осадочных формаций хорошо сохраняется во многих районах и в том числе в крупнейших меднорудных бассейнах Замбии и Олекмо-Витимской горной страны.

Породы верхнепротерозойских месторождений и рудопроявлений серии Кунделунгу в медном поясе Катанги—Замбии, в Ниари (Конго—Браззавиль), где месторождение М'Пасса приурочено к толще, являющейся стратиграфическим эквивалентом серии Кунделунгу, в Северной Африке (Анти Атлас), в Южном Китае, в Южной Австралии (месторождение Бурра-Бурра) и других регионов метаморфизованы относительно слабо. Облик пестроцветных формаций в них сохранился достаточно ясно.

Древнейшими известными проявлениями седиментационного медного оруденения являются, по-видимому, метаморфические породы серии Люфубу, подстилающие протерозойскую рудную серию медного пояса Зам-

бии. Возраст этих пород, по данным абсолютной геохронологии, превышает 2650 млн лет, а сильный метаморфизм не позволяет с уверенностью говорить о происхождении ее за счет метаморфизма пестроцветной терригенной толщи.

Для пестроцветных меденосных толщ характерна их связь с галогенными формациями, проявляющаяся в месторождениях всех возрастов. По данным Л. И. Салопа, ниже удоканской серии, к которой относятся медистые породы Удоканского месторождения, залегают альбит- и скаполитсодержащие породы, которые по минералогическому составу, структурным и текстурным признакам представляют собою измененные галогенные отложения.

Доломитовый состав карбонатных пород медного пояса Катанги—Замбии, наличие ангидрита в меденосных слоях свидетельствуют об отложении этих пород в условиях, близких к условиям образования галогенных толщ. Ясно проявляется связь с соленосными и гипсоносными отложениями нижнепалеозойских медистых песчаников Сибирской платформы (Кутырев, 1969), карбоновых песчаников Джезгазгана, пермских отложений Русской платформы, Центральной Европы, штата Оклахомы в Северной Америке, меловых пестроцветных толщ Кугитанга, мезозойских песчаников Северной Африки, плато Колорадо, третичных месторождений Корокоро, Науката и многих других регионов различного возраста. Соотношение меденосных и галогенных формаций может быть различным. Меденосные толщи могут залегать непосредственно на соленосных или отделяться от них тем или иным интервалом по стратиграфическому разрезу. В других случаях соленосные отложения залегают выше меденосных или переходят в них в латеральном направлении (Попов, 1955).

Медьсодержащие породы меденосных формаций могут относиться к различным литологическим разностям, образующимся в разнообразных фациальных условиях. Рудная минерализация встречается в конгломератах, песчаниках, алевролитах, аргиллитах, черных сланцах, кремнистых и карбонатных породах. Рудоносные конгломераты в большинстве случаев представляют собою внутриформационные образования и в их составе количественные соотношения между галькой и цементом сильно варьируют, вследствие чего по простиранию конгломераты могут переходить в песчаники и обратно. В Джезказгане медистыми иногда являются конгломераты раймундовского горизонта, мощность пластов которых достигает четырех метров. В медистых толщах Приуралья конгломераты казанского яруса обычно несут лишь вторичную минерализацию, представленную малахитом и азуритом. Рудная минерализация в конгломератах известна в меденосных пермских толщах в Швейцарии. На плато Колорадо одним из рудоносных является верхнетриасовый горизонт конгломератов Шайнарамп. В разрезах меловых медистых песчаников юга Киргизии встречаются пласты гравелитов и конгломератов, образованных почти целиком обломками медистых пород и минералов. Эти образования представляют собою кластогенные руды (Попов, 1965). Рудоносные конгломераты встречаются в мезозойских меденосных толщах Юнани (Li Hsi-Chi et al., 1964) и в третичных месторождениях Науката и Корокоро (Ljunggren, Meyer, 1964).

В большинстве докембрийских месторождений Замбии конгломераты являются характерным горизонтом, подстилающим рудные слои, хотя сами конгломераты и не несут оруденения. Конгломераты здесь весьма изменчивы по мощности, а по простиранию они могут переходить в галечниковые или гравийные аркозы или полевошпатовые кварциты. Медистые конгломераты имеются в синийских отложениях Южного Китая. Конгломератобрекчии принимают участие в составе рудоносной сакуканской свиты в удоканской зоне.

Песчаники и алевролиты являются наиболее распространенными литологическими типами медистых пород, присутствующими в большинстве месторождений. Песчано-алевролитовые отложения содержат бóльшую часть оруденения в Удоканском месторождении. В Замбии, в районе Роан Антилоп медистый горизонт представляет собою метаморфизованный полевошпатовый или известняковый алевролит со средним размером зерен 0.07 мм. Метаморфизованными песчанистыми отложениями являются рудные кварциты некоторых других месторождений Замбии. Рудные песчаники и алевролиты имеются в докембрийском месторождении Уайт Пайн, в нижнепалеозойских рудопроявлениях Полярного Урала, Ленского района Сибирской платформы, девонских рудопроявлениях Минусинских котловин, Приднестровья и других районов. Песчаники и алевролиты являются основными рудными породами Джезказгана, пермских месторождений Приуралья и многих других районов, мезозойских меденосных толщ Колорадо, Средней Азии, Новой Зеландии, Юнани, Морокко, кайнозойских медистых толщ Франции, Средней Азии, месторождения Корокоро.

Глинистые породы — аргиллиты и сланцы — также несут медную минерализацию в большинстве месторождений медистых песчаников. Рудоносные глинистые породы присутствуют в Удоканском и других докембрийских месторождениях, в большинстве меденосных толщ палеозоя, мезозоя и кайнозоя, причем в некоторых месторождениях они являются основным рудным горизонтом. Менее распространены медистые известняки и доломиты, хотя во многих месторождениях различного возраста глинистые рудные слои обогащены карбонатным материалом, а песчанистые породы нередко имеют карбонатный цемент. Медистые известняки и доломиты часто обогащены терригенным материалом и представляют собою мергели. Доломиты являются основными медистыми породами медного пояса Катанги, где они, однако, переслаиваются с кремнистыми, хлоритовыми и доломитовыми сланцами и другими породами, содержащими более или менее существенные количества терригенного материала. По описанию Р. Оостербоша (Öosterbosch, 1951), содержание кремнезема в доломитах месторождения Фунгурум колеблется в пределах от 17 до 74%. Песчанистые известняки и доломиты являются основными медистыми породами Сибирской платформы, мергели распространены в Судетской мульде. Медная минерализация в карбонатных породах обычна в Западном Приуралье и наряду с другими литологическими разностями во многих других районах.

Общей особенностью разнообразных литологических разностей медистых пород является наличие в них материала биогенного происхождения, присутствующего в виде обугленных или окаменелых остатков растений и в виде рассеянного органического вещества. Наиболее богаты органическим материалом (не считая современных торфяников) черные медистые сланцы Мансфельда, представляющие собою литифицированные сапропелевые осадки, и черные мергелистые доломитовые сланцы Польши. Черные сланцы являются одним из рудоносных горизонтов докембрийского месторождения Уайт Пайн. В месторождении Муфулира в Замбии имеются содержащие медное оруденение водорослевые биостромы (Paltridge, 1968). Первичная медная минерализация в кристаллических сланцах фальбандов Норвегии, по мнению Дж. Гаммона (Gammon, 1966), возникла в сапропелевых илах, превращенных при процессах метаморфизма в графитовые сланцы. Присутствие органического вещества в меденосных толщах Удокана иллюстрируется, в частности, наличием в их составе темно-серых глинистых слоев.

Современное содержание органического углерода в медистых пластах не может служить критерием оценки количества биогенного материала,

находившегося в породах в период седиментогенеза. Его присутствие свидетельствует лишь о существовании в осадках восстановительной обстановки в период образования сульфидов. На это же указывают серые и зеленовато-серые окраски рудных пластов и отсутствие сульфидов в красноцветных слоях пестроцветных толщ. Для меденосных толщ всех возрастов характерно также наличие седиментационных структур, свойственных мелководным, дельтовым, русловым и отложениям других сходных фаций. Косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания, следы внутриформационных размывов, следы подводных оползней в той или иной степени распространены во всех месторождениях и в некоторых случаях контролируют распределение рудной минерализации.

В фациальном отношении меденосные породы могут относиться к прибрежно-морским, лагунным, дельтовым, русловым и наземным береговым, озерным и болотным фациям. К морским фациям относятся меденосные карбонатные породы, черные сланцы верхнепротерозойских месторождений Катанги, средне-верхнекембрийские медистые породы Центральной Австралии, некоторые горизонты нижнепалеозойских медистых пород Сибирской платформы, пермские рудные сланцы Мансфельда, породы нижней части джезказганской свиты, горизонты меденосных карбонатных пород в Кугитанге. К лагунным и дельтовым фациям приурочена рудная минерализация самого различного возраста. Дельтовые фации характерны для меденосных пород Олекмо-Витимской горной страны, в частности Удокана (Богданов и др., 1966). К дельтовым и лагунным отложениям приурочена минерализация месторождения Уайт Пайн в Канаде, возраст которого превышает 1100 млн лет (White, Wright, 1954), некоторых месторождений Замбии, нижнепалеозойских рудопроявлений Полярного Урала, Сибирской платформы, девонских рудопроявлений Приднестровья, Чаткало-Кураминских гор, Минусинских котловин, карбонового месторождения Джезказган, мезозойских месторождений Колорадо, третичного месторожения Корокоро. К лагунным отложениям приурочено оруденение в пермских месторождениях Центральной Европы, Донбасса, в меловых месторождениях Средней Азии (Попов, и др., 1964), Кугитанга (Домарев, 1939) и др.

Минерализация в породах озерных, русловых и других наземных фаций распространена главным образом в среднепалеозойских и более молодых отложениях. Медистые породы этих фаций имеются в девонских рудопроявлениях Приднестровья, пенсильванских проявлениях Новой Шотландии, в пермских месторождениях Центральной Европы, Донбасса, Центрального Перу, меловых рудопроявлениях Алайского хребта, в мезозойских месторождениях Алжира, Колорадо, в третичных месторождениях Корокоро и Наукат. Современные проявления медной минерализации известны в отложениях потоков на Филиппинах и на Урале, отложениях торфяников в Новом Брауншвейге, Северном Уэлсе и на Урале.

В большинстве месторождений медистых песчаников имеется несколько рудоносных горизонтов, относящихся к осадкам бассейновых и дельтовых, нередко и наземных фаций. В связи с этим различен и литологический состав меденосных пластов, которые в одном и том же месторождении могут быть представлены известняками, аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами. Учитывая это обстоятельство, едва ли целесообразно классифицировать месторождения медистых песчаников, исходя из литологического состава рудных пластов или их фациальной принадлежности.

В каждом районе распространения медистых пород рудная минерализация проявлена на нескольких стратиграфических уровнях, например, на плато Колорадо она присутствует в породах от пермского до мелового

возраста. В медном поясе Катанги—Замбии рудные горизонты имеются в свитах Нижний Роан и Верхний Роан Рудной серии и в перекрывающей серии Кунделунгу. В Джезказганском районе промышленные рудные залежи приурочены к десяти горизонтам карбоновой джезказганской свиты, но медистые породы имеются и в подстилающих ее образованиях девона. На Сибирской платформе медное оруденение приурочено к породам кембрия и ордовика, в Марокко оруденение распространяется в породах от пермского до верхнетриасового возраста и т. д.

Мощность рудоносных толщ в различных районах и месторождениях весьма разнообразна. Небольшие значения может иметь мощность отдельных свит (но не всей меденосной толщи), образовавшихся в платформенных условиях, например мощность устькутской свиты Сибирской платформы составляет 150 м. Мощности меденосных толщ, образовавшихся в геосинклинальных условиях, могут быть значительно больше. В третичной меденосной толще Корокоро медная минерализация проявляется на стратиграфическом интервале порядка 1000 м, в центральном Казахстане мощность меденосных верхнепалеозойских пород составляет 680 м, в Катанге свыше 1000 м при общей мощности системы Катанга 7600—9140 м, суммарная мощность меденосной части разреза удоканской серии колеблется от 4530 до 6740 м, а в Намингинской синклинали, вмещающей Удоканское месторождение, — 300 м. Вполне понятно, что мощности толщ в различных частях меденосных бассейнов неодинаковы.

Весьма различно и число медистых пластов в различных регионах. В Мансфельде выделяется один рудный горизонт (если не считать небольших проявлений минерализации в подстилающей рудный горизонт толще песчаников), в плиоценовом месторождении Болео — пять, в меловых отложениях Средней Азии — от 3—4 до 10, в пермских песчаниках Приуралья — до шести, в Перуанских Андах — два, в Конго (Браззавиль) — шесть-семь, в месторождении Уайт Пайн — пять, на Сибирской платформе минерализация проявляется на шести-десяти стратиграфических уровнях, в силуре Западного Саяна число слоев, несущих сульфидную минерализацию, достигает тридцати на один километр стратиграфического разреза.

Состав руд различных районов медистых песчаников и даже отдельных месторождений одного меденосного бассейна в отношении набора присутствующих в промышленных количествах металлов и их содержаний, а также в отношении минеральных ассоциаций руд довольно разнообразен. Наиболее распространенным первичным сульфидом меди почти во всех месторождениях и нередко преобладающим является халькозин, к которому в тех или иных количествах обычно добавляются борнит, халькопирит, самородная медь, иногда блеклые руды, а в зоне окисления также ковеллин. В фальбандах Норвегии и, по-видимому, также в некоторых месторождениях Китая халькозин присутствует в незначительных количествах. Самородная медь является одним из основных рудных минералов Корокоро, Науката, олигоценовых руд Франции, борнит весьма распространен в Удоканском месторождении, в некоторых триасовых месторождениях Китая, в рудах Мансфельда, Минусинских котловин. Халькопирит играет весьма существенную роль в рудах медного пояса Катанги, Замбии, в кембрийских месторождениях Анти Атласа, и, по-видимому, в медистых песчаниках Верхоленской и Присаянской впадин (Вахромеев и др., 1962). В более или менее значительных количествах он присутствует в большинстве других месторождений.

Сопутствующие медным рудные минералы в незначительных количествах, обычно имеющих лишь минералогическое значение, присутствуют почти во всех месторождениях. Особенно распространены они в пластах черных сланцев пестроцветных толщ. Хорошо известно разнообразие

металлов, добываемых из руд Мансфельда; в черных мергелистых доломитовых сланцах Силезии присутствуют теннантит, тетраэдрит, галенит, сфалерит, арсенопирит, самородное серебро. Весьма богаты различными рудными минералами медистые песчаники Джезказгана и некоторые месторождения медного пояса Катанги—Замбии.

По промышленному или приближающемуся к промышленному содержанию металлов в рудах можно выделить месторождения собственно медных руд и месторождения комплексных руд. К первым могут быть отнесены кайнозойские месторождения Средней Азии, Корокоро, мезозойские месторождения Северной Африки, палеозойские месторождения Мангышлака, Донбасса, Минусинских котловин, Западного Саяна, рудопроявления Сибирской платформы и Полярного Урала, докембрийские месторождения Уайт Пайн и Удокан и многие другие.

Медно-свинцово-цинковая минерализация проявлена в Джезказгане, в месторождении М' Пасса; медно-урановая — в некоторых месторождениях плато Колорадо, в месторождении Эгадер в Нигере, в рудопроявлениях Швейцарии, Новой Шотландии, в некоторых месторождениях пояса Катанги—Замбии. Минералы урана присутствуют в месторождениях Анти Атласа и в Мансфельде.

Интенсивная кобальтовая минерализация сопровождает медную в месторождениях Катанги—Замбии, в месторождениях Консберга и Модум в Норвегии, а в незначительном количестве минералы кобальта известны в некоторых месторождениях плато Колорадо, Юнани, Центральной Европы. В отдельных месторождениях некоторых районов в относительно больших количествах присутствуют серебро (Корокоро, плато Колорадо, Перу, фальбанды Норвегии, Джезказган), селен (месторождение Шинколобве в Катанге), рений (Джезказган, Мансфельд).

Форма проявления рудных минералов в месторождениях всех районов более или менее одинакова. Наиболее распространена вкрапленность сульфидов в цементе обломочных пород, наряду с которой в том или ином количестве присутствуют скопления рудных минералов в виде миндалин, нодулей, в составе конкреций, а также в форме прожилков и выделений неправильной формы.

В общем распределении медных минералов в рудных залежах во многих месторождениях весьма четко проявляется первичная горизонтальная (пластовая) зональность, обусловленная изменением окислительно-восстановительных условий от берега в глубь бассейна седиментации и условиями диагенеза. Вблизи палеоберега образуется халькозин, последовательно сменяющийся в глубь бассейна борнитом, халькопиритом и пиритом. Возникновение зональности в условиях трансгрессии или регрессии бассейна обусловливает возникновение «прямой» или «обратной» вертикальной зональности. Окончательное оформление зональности происходит в стадии диагенеза и катагенеза. Наличие зональности хорошо установлено в медистых толщах Мангышлака, в месторождениях Джезказгана, Замбии, Удокана (Домарев, 1960; Богданов и др., 1966). Сульфиды свинца и цинка, распространенные в Джезказгане, также подчиняются зональному распределению.

Содержание меди и других металлов в медистых песчаниках колеблется от долей процента до нескольких процентов. Принимаемые средние содержания по рудным залежам промышленных месторождений в значительной степени зависят от экономических условий и для геологической характеристики не вполне пригодны.

Морфология и размеры рудных залежей весьма разнообразны даже в месторождениях одного региона. Пластовые залежи мощностью от долей метра до нескольких метров и даже первых десятков метров с различным содержанием металлов, протяженностью по простиранию до десяти и

более километров имеются в месторождениях Корокоро, Колорадо, Мангышлака, Джезказгана, Катанги—Замбии, Удокана и многих других районов. Наряду с этим распространенными формами рудных тел являются линзы, длиною до нескольких десятков и первых сотен метров, лентообразные залежи, гнезда, иногда располагающиеся цепочкой в пределах определенных пластов и т. п. Залежи всех перечисленных форм строго подчиняются стратиграфическому контролю. Наряду с ними в весьма многих районах и отдельных месторождениях имеются рудные образования жильной формы, с преобладанием кварца и карбонатов в качестве жильных минералов. Такие жилы нередко занимают секущее положение, но могут следовать и трещинам напластования. Рудные жилы отличаются особо разнообразным минеральным составом. Они представляют собою секреционные образования и существенного значения в балансе запасов месторождений, как правило, не имеют.

ВЫВОДЫ

Приведенные данные свидетельствуют о том, что основные характерные черты медистых песчаников зависят от условий их образования и проявляются на протяжении длительного отрезка геологической истории — от нижнего протерозоя до третичного времени, причем нет оснований утверждать, что Удоканское месторождение, возраст которого определяется величиною более 2000 млн лет, является самым первым в истории Земли и что до этого медистые песчаники не возникали.

Метаморфизм древнейших толщ не позволяет установить особенности их осадочных концентраций меди, как это видно на примере медной минерализации в породах системы Луфубу, подстилающей рудную серию медного пояса Замбии (Mendelsohn, 1961; Домарев, 1968). В рассмотренных медистых толщах от третичного до раннепротерозойского возраста оруденение приурочено к породам одних и тех же фаций и близкого литологического состава. Состав и условия концентрации рудных минералов, морфология рудных залежей, их число и размеры не обнаруживают какого-либо направленного изменения в зависимости от времени образования. Условия осаждения меди и других металлов, по-видимому, не претерпели существенных изменений на продолжении рассматриваемого интервала времени. Наличие красноцветных или первично красноцветных слоев в медистых толщах всех возрастов, включая Удокан, позволяет считать, что нередко высказываемые соображения о развитии кислородной атмосферы лишь на границе протерозоя и кембрия требуют коррективов и представления о существовании кислородной атмосферы уже в архее (Виноградов и др., 1969) больше согласуются с приведенными данными. Об этом же может свидетельствовать и постоянная связь медной и вообще сульфидной минерализации в осадочных породах с присутствием материала биогенного происхождения.

Геотектонические условия накопления медистых пород в различные периоды жизни Земли, возможно, не были вполне однообразными. Выше отмечалось, что платформенные медистые песчаники среди докембрийских образований в существенных количествах пока не констатированы. Однако это может быть связано с недостаточной изученностью докембрийских медистых пород. Платформенные медистые отложения в большинстве случаев беднее геосинклинальных и при метаморфических изменениях бедная рудная минерализация могла быть еще более разубожена и замаскирована. Кроме того, платформенные отложения в последующие периоды могли быть вовлечены в область складчатости.

Не исключена возможность, что из двух выделенных выше меденосных геосинклинальных формаций более древней является черносланцево-

карбонатная, к которой относятся медистые песчаники Маунт Айзы и других месторождений Австралии, возраст которых превышает 1650 млн лет. В более позднее время число месторождений этой формации сокращается и уже в позднем протерозое широко распространены месторождения пестроцветных формаций. Однако с таким предположением не согласуется наличие более древней (более 2000 млн лет) медной минерализации Олекмо-Витимской горной страны. Малая видимая распространенность осадочной медной минерализации в черносланцево-карбонатных формациях, возможно, обусловлена слабой ее изученностью, поскольку связь месторождений этого типа с вулканогенными толщами и их метаморфизм придают им черты эндогенных образований. Таким образом, рассматриваемый вопрос требует дальнейшего изучения и, возможно, что распространение в Австралии месторождений черносланцево-карбонатной формации является провинциальной особенностью региона.

Распределение известных промышленных месторождений медистых песчаников среди разновозрастных образований неравномерно. В докембрии крупные промышленные месторождения относится к трем стратиграфическим интервалам. Древнейшими, более или менее уверенно датируемыми, являются медистые песчаники Удоканского района, образование которых относят к раннему протерозою (абсолютный возраст более 2000 млн лет). Хотя известны и более древние проявления осадочной медной минерализации, но существенного оруденения среди них не установлено. К следующей возрастной группе относится Маунт Айза и некоторые другие месторождения Австралии, образовавшиеся, по-видимому, в среднем протерозое — их абсолютный возраст составляет примерно 1650 млн лет. Третьей возрастной группой докембрия являются медистые песчаники позднего протерозоя, к которым относится крупнейший медный пояс Катанги—Замбии, месторождение Уайт Пайн в Северной Америке и ряд других более мелких. Медистые породы, приуроченные к границе верхнего протерозоя и нижнего кембрия, весьма многочисленны. Они известны в Северной Африке, в Австралии, в Китае, на территории СССР, но пока лишь в виде небольших месторождений и рудопроявлений.

Широко распространены в пространстве и времени нижне- и среднепалеозойские медистые породы, особенно кембрийские и девонские, но даже в районах с мощными и протяженными меденосными толщами крупных промышленных месторождений пока не установлено. В отличие от этого среди столь же широко распространенных верхнепалеозойских медистых пород имеются значительные месторождения Джезказгана и Силезских мульд. В мезозое медистые породы особенно распространены среди меловых отложений. Они известны в Азии, Африке, Северной Америке, Новой Зеландии, но крупных промышленных объектов среди них не выявлено, хотя суммарные запасы меди в некоторых районах, например на плато Колорадо, достаточно велики. К промышленным месторождениям третичного возраста относятся Болео и Корокоро в Центральной и Южной Америке, на площади же других континентов известны лишь небольшие месторождения и рудопроявления.

Таким образом, крупные концентрации меди известны в раннем, среднем и позднем протерозое, в позднем палеозое и в кайнозое. Однако эти периоды не являются планетарными меднорудными эпохами, поскольку распространение крупных месторождений каждого из указанных периодов ограничивается одним-двумя районами. Кроме того, нет никаких оснований считать, что поверхность континентов в отношении медистых пород уже достаточно изучена и новых месторождений иного возраста, чем известные, не может быть обнаружено.

Существенным фактором, влияющим на облик месторождений медистых песчаников, является региональный метаморфизм рудоносных толщ.

Наименее измененными являются платформенные медистые породы. Среди месторождений, образованных в поздние этапы развития подвижных зон, намечается более или менее ясная зависимость степени метаморфизма от возраста. Третичные и мезозойские месторождения Средней Азии и других районов приурочены к мало измененным породам и содержат главным образом вкрапленное оруденение. Переотложение рудного вещества в них связано преимущественно с диагенезом, при котором возникают конкреции, миндалевидные и другие скопления рудных минералов. В Кугитанге, например, халькозин концентрируется вокруг вторичных образований гипса.

В палеозойских месторождениях метаморфизм сказывается обычно более заметно как в облике рудоносных пород, в составе которых существенное участие принимают аутигенные минералы, так и в характере рудных тел, представленных помимо обычных пластообразных, линзообразных, лентообразных и других согласных залежей также секущими жилами и прожилками, несущими рудную минерализацию на участках пересечения ими минерализованных согласных залежей. Так, например, в Джезказганском районе региональное распространение имели процессы хлоритизации, серицитизации, карбонатизации и окремнения. Кластические зерна полевых шпатов частью подверглись альбитизации. Постседиментационное диагенетическое и метаморфическое минералообразование, проявленное в образовании инкрустаций на стенках трещин и в виде заполнений трещин с образованием жилок, обычно рассматривается как вторая фаза минералообразования. Минералы второй фазы более многочисленны и разнообразны, чем минералы первой фазы.

В медистых песчаниках Мангышлака изменения пород рудоносной толщи проявлены в интенсивной регенерации кластических зерен полевых шпатов, турмалина, кварца, коррозии кластических зерен, перекристаллизации цемента и образовании различных аутигенных минералов, в том числе и рудных. В меденосной толще возникли жилообразные тела кварц-карбонатного, кварц-хлоритового и баритового составов. Если жилы и зоны прожилков пересекают медистые горизонты, они содержат сульфидную минерализацию более разнообразную, чем минерализация пластовых залежей.

Метаморфизм меденосных толщ Замбии, по описанию Ф. Мендельсона (Mendelsohn, 1961), относится к зеленосланцевой фации и лишь местами обнаруживаются следы более интенсивных динамических и высокотемпературных воздействий. В южной части медного пояса метаморфизм пород рудоносной системы Катанга несколько выше и достигает эпидот-амфиболитовой фации. Богатые карбонатами кварциты здесь содержат эпидот и актинолит; в доломитах присутствуют тремолит, биотит, пистацит, в аргиллитах — скаполит и клиноцоизит. Весьма распространены в породах медного пояса как секущие, так и согласные жильные образования, основными минералами которых являются кварц, карбонаты и полевой шпат, к котором в тех или иных количествах добавляются различные нерудные и рудные минералы.

Нижнепротерозойская меденосная толща Удоканского месторождения претерпела региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации, результатом которого явилась перекристаллизация глинистых пород и цемента песчаников, изменение красной окраски пластов на серую и зеленовато-серую и образование многочисленных секреционных жил, на участках пересечения меденосных пластов содержащих сульфиды. Меденосная толща Удоканского месторождения прорвана интрузиями габбро-анортозитов и гранитов и дайками основного и кислого составов, оказывающими на вмещающие породы контактовые воздействия. Однако изменения охватывают лишь ограниченные экзоконтактовые зоны.

Значительно интенсивнее метаморфизованы породы норвежских фальбандов, хотя они относятся к более молодым по сравнению с Удоканом образованиям. В округе Конгсберг оруденение приурочено к биотитовым, биотит-гранатовым и другим сланцам, гнейсам и кварцитам. Сульфиды концентрируются в мелких линзах, редко имеющих более двух метров по максимальному протяжению, но залегающих в определенных слоях, в которых они прослеживаются в некоторых зонах фальбандов на расстоянии до 15 км при ширине зон, редко превышающих 300 м. С фальбандами пространственно связаны кварцевые и кальцитовые жилы, несущие рудную вкрапленность, представленную в кальцитовых жилах, в частности, минералами серебра, арсенидами кобальта и никеля, самородным серебром, халькопиритом и галенитом. Серебросодержащие жилы несут оруденение только там, где секут фальбанды. Они считаются значительно более молодыми, чем минерализация фальбандов, и связанными с последними только пространственно (Gammon, 1966). Однако по особенностям и условиям проявления они вполне сходны с секреционными жилами менее метаморфизованных медистых песчаников. Сильный метаморфизм фальбандов не позволяет уверенно относить их рудоносные породы к первично пестроцветным толщам. Дж. Гаммон сопоставляет их с докембрийскими черными сланцами Финляндии и отчасти с месторождением Маунт Айза. Стратиграфический и литологический контроль оруденения, пластовая и линзовидная форма залежей, вкрапленный тип руд сохраняются при достаточно высоких степенях метаморфизма, но при метаморфизме происходит более интенсивное образование несогласных с напластованием минеральных скоплений, наиболее характерными из которых являются секреционные жилы. Состав рудных минералов при метаморфизме подвергается более или менее существенному изменению и по мере увеличения степени метаморфизма из медных сульфидов все бóльшую роль играет халькопирит, а общий минералогический состав руд усложняется.

Характер распределения рудных скоплений в фальбандах может свидетельствовать о том, что при высоких степенях метаморфизма рудная минерализация рассеивается. Об этом же, по-видимому, говорит и рассеянная вкрапленность халькопирита, присутствующая в гнейсах метаморфической толщи Люфубу.

Таким образом, в заключение можно еще раз повторить, что медистые песчаники пестроцветных формаций, несмотря на значительную разницу в их возрасте, колеблющемся по крайней мере от раннего протерозоя до неогена, имеют ряд сходных черт как в отношении условий их образования, так и характерных особенностей месторождений и отдельных рудных залежей. Неравномерное распределение промышленных месторождений в истории Земли, по-видимому, не отражает планетарной закономерности. Как общую тенденцию в эволюции образования медистых пород можно отметить намечающееся увеличение наземных фаций по сравнению с морскими в более молодых толщах и изменение геотектонических условий осадочного накопления меди — от обстановки ранних этапов развития подвижных зон к обстановке поздних этапов и платформенной. О тенденции к такому изменению геотектонической обстановки в настоящее время можно говорить лишь сугубо предположительно. Наиболее ясно проявлено возрастание степени метаморфизма меденосных толщ с увеличением их возраста, что позволяет предполагать возможность нахождения более древних месторождений медистых песчаников, чем известные. Такие месторождения должны обладать рядом черт, характерных и для более молодых образований этого типа, но для их расшифровки необходимо ясное представление о результатах воздействия на осадочные медистые породы метаморфических факторов.

ЛИТЕРАТУРА

Богданов Ю. В., Г. Г. Кочин, Э. И. Кутырев, Л. Н. Парадеева, Л. В. Травин, Н. П. Трифонов, В. П. Феоктистов. 1966. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Изд. «Недра», М.
Вахромеев С. А., Е. Д. Иньшин, А. М. Немчин. 1962. О медном оруденении в бассейне среднего течения р. Уды (Восточный Саян). Зап. Вост.-Сиб. отд. минер. общ., вып. 4.
Виноградов В. И., И. Б. Иванов, М. А. Лицарев, Н. Н. Перцев, Л. Л. Шанин. 1969. О возрасте кислородной атмосферы Земли. ДАН СССР, т. 188, № 5.
Домарев В. С. 1939. Меденосность меловых отложений западного склона Кугитанга. Цветн. металлургия, № 1.
Домарев В. С. 1960. Первичная зональность оруденения в месторождениях медистых песчаников. Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК, Проблема 20.
Домарев В. С. 1968. Рудные формации как историко-геологические образования. Геол. рудн. месторожд., № 4.
Кутырев Э. И. 1969. Закономерности размещения медного оруденения в средне-верхнекембрийских отложениях юга Сибирской платформы. Литология и полезн. ископ., № 3.
Попов В. М. 1955. О фациальной и парагенетической связи меденосных толщ с гипсоносными соленосными отложениями. Тр. Инст. геол. АН Кирг. ССР, вып. VI.
Попов В. М. 1965. Медь. В кн.: Металлы в осадочных толщах. Изд. «Наука», М.
Попов А. И., В. И. Попов, А. А. Филиппов, И. Д. Капустянский. 1964. Южно-Тяньшаньский меловой меденосный пояс. Тр. Проблемной лабор. осад. формаций и осадочн. руд, вып. III, изд. «Недра», М.

Gammon J. B. 1966. Fahlbands in the precambrian of southern Norway. Econom. Geol., v. 61, № 1.
Li Hsi-Chi, Pan K'ai-Wen, Joung Cheng-Fang. 1964. On the copper-bearing sandstone (or shale) deposits in Junnan. Acta Geol. Sinica, v. 44, № 1.
Ljunggren P., H. C. Meyer. 1964. The copper mineralization in the Corocoro basin, Bolivia. Econom. Geol., v. 59.
Mendelsohn F. (editor). (1961). The geology of the Northern Rhodesian copperbelt.
Öosterbosch R. 1951. Copper mineralization in the Fungurume region, Katanga. Econom. Geol., v. 46, № 2.
Paltridge I. M. 1968. An algal biostrome fringe and associated mineralization at Mufulira, Zambia. Econom. Geol., v. 63, № 3.
White B., A. Wright. 1954. The White Pine copper-deposit, Ontanagon county, Michigan. Econom. Geol., v. 49.

К. К. Золоев

КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Ультраосновные горные породы, с различными типами которых связаны многие полезные ископаемые, широко распространены в земной коре. В пределах Урала, например, они составляют более 10% от общего количества магматических пород, выходящих на его дневную поверхность. Гипербазитами сложены огромной протяженности пояса во многих складчатых областях мира.

В последнее время ультраосновные породы изучаются особенно интенсивно. Для выяснения условий образования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, пространственно и генетически приуроченных к ультраосновным породам, формационного анализа последних, их типизации и систематики необходима общепринятая количественно-минералогическая классификация. Как справедливо отмечает И. М. Волохов (1969), существующие классификации гипербазитов не удовлетворяют возросшим требованиям современной петрографической таксономии. Они бедны набором таксономических единиц и имеют преимущест-

венно качественный, а не количественный характер классификационных признаков. Наибольшую трудность для успешной систематики ультраосновных пород представляет разноречивость сведений об объеме отдельных петрографических видов гипербазитов, выделяемых разными исследователями. Так, наиболее распространенные среди гипербазитов породы типа перидотитов одними геологами понимаются в объеме, который вкладывал в них Б. М. Куплетский (1936), а другими — в более широких рамках.[1] Под названием дуниты в настоящее время нередко подразумеваются су-

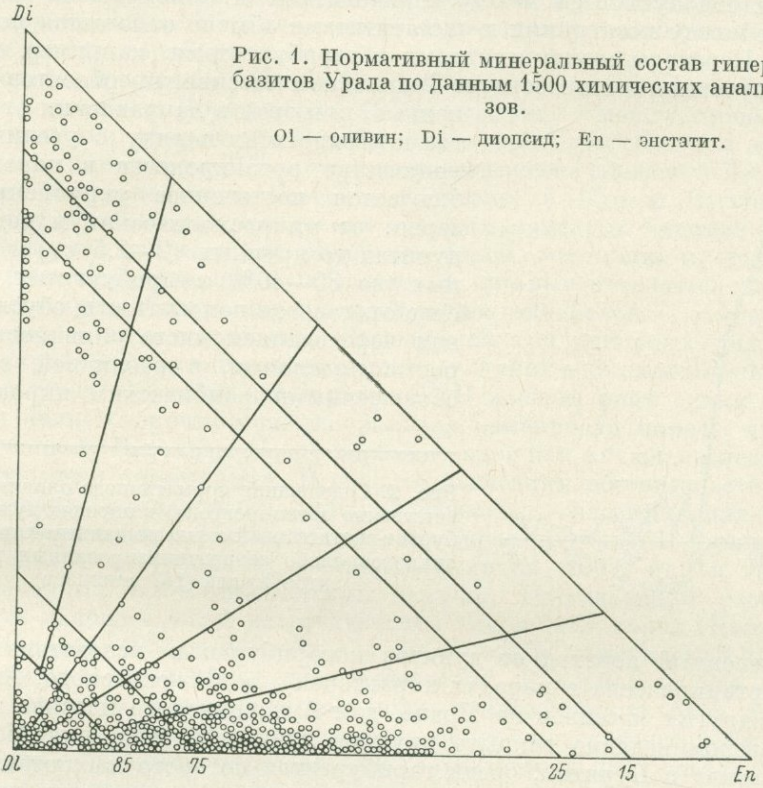


Рис. 1. Нормативный минеральный состав гипербазитов Урала по данным 1500 химических анализов.

Ol — оливин; Di — диопсид; En — энстатит.

щественно оливиновые породы, содержащие 5—10% пироксена. Нет согласованности и в определении границ между другими типами гипербазитов (между перидотитами и пироксенитами, ортопироксенитами и клинопироксенитами и т. д.).

Вместе с тем в природе наблюдаются, с одной стороны, вполне четко обособленные мономинеральные ультраосновные породы (дуниты, оливиниты, энстатититы и т. д.), с другой — полиминеральные разновидности их (гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, оливиновые пироксениты и т. д.), в определенных ассоциациях образующие между собою постепенные взаимные переходы. На Урале в составе гипербазитов так называемой восточной полосы габбро-перидотитовых интрузий (Татаринов, 1940) постоянно присутствуют дуниты, состоящие из оливина и акцессорного хромита, и пироксенсодержащие оливиновые породы. Последние сложены оливином и переменным количеством энстатита, обычно составляющим 15—20%. Между дунитами и существенно оливиновыми породами (с примесью 15—

[1] Б. М. Куплетским (1936) к группе перидотитов отнесены породы с содержанием оливина 30—85%. Некоторые исследователи в эту группу пород включают гипербазиты с содержанием оливина 30—95 или 10—90% и т. д.

20% ромбического пироксена) и между последними и существенно пироксенсодержащими породами отмечаются гипербазиты с самыми различными количественными соотношениями главных породообразующих минералов (рис. 1). Наибольшее число пересчитанных на нормативный минеральный состав анализов приходится на область с содержанием оливина от 100 до 65% и соответственно ортопироксена от 0 до 35%. Породы с содержанием оливина менее 65% (соответственно с содержанием ортопироксена 35—100%) встречаются значительно реже, а на кривой распределения породных совокупностей между перидотитами и оливиновыми пироксенитами и между последними и энстатититами обычно отмечается перерыв (рис. 2). Переходы между дунитами и гарцбургитами, например, на детально изученном нами Восточно-Тагильском массиве гипербазитов постепенные, при этом в направлении от дунитов к перидотитам наряду с увеличением количества ортопироксена в породе наблюдается постепенное укрупнение его зерен: от микроскопических и редких в дунитах до крупных (2—2.5 см) и обильных (до 30—40%) в гарцбургитах. В массиве отмечается полосчатость, обусловленная чередованием чисто оливиновых пород с прослоями, в различной степени обогащенными ромбическим пироксеном.

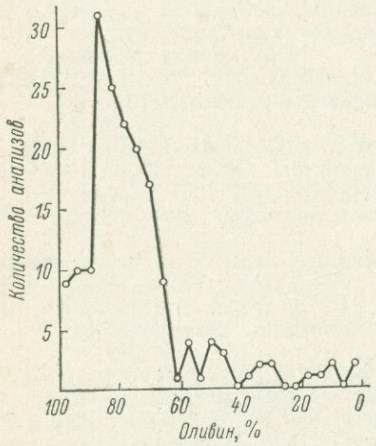


Рис. 2. Содержание нормативного оливина (соответственно ортопироксена) в породах дунит-гарцбургит-энстатитовой серии по данным химических анализов слабо серпентинизированных гипербазитов Урала (187 анализов).

Постепенный переход от дунитов к гарцбургитам вследствие увеличения ортопироксена в породах характерен для Баженовского, Алапаевского и других массивов на Урале, для Актовракского массива в Туве, где карьером недавно вскрыто крупное дунитовое тело, для Молодежного массива в Бурятии, среди гарцбургитов которого наблюдаются небольшие тела серпентинизированных дунитов. Аналогичные переходы дунитов в гарцбургиты описаны Г. В. Пинусом и др. (1958) для ряда ультраосновных массивов Алтае-Саянской складчатой области, при этом указывается, что наиболее часто встречаются породы, содержащие в своем составе 15—20% ромбического пироксена, количество которого в бедных оливином гарцбургитах достигает 35%. Напротив, в альпинотипных гипербазитах юго-запада Кольского полуострова, по данным Л. А. Виноградова, наибольшим распространением пользуются гарцбургиты примерно с равным соотношением в своем составе оливина и ортопироксена. Обогащенные пироксеном перидотиты, содержащие более 50% энстатита, слагают асбестоносные ультраосновные тела на о-ве Ньюфаундленд (Bichan, 1960).

Непрерывные переходы между дунитами, верлитами и клинопироксенитами отмечаются также в массивах гипербазитов, сложенных этими ассоциациями горных пород. На Урале последние обычны для Платиноносного пояса и Уктусского массива ультраосновных пород. Гипербазиты здесь (по статистическим данным химических анализов, пересчитанных на нормативный минеральный состав) относятся к самым различным в количественно-минералогическом отношении петрографическим видам, но наиболее часто встречаются разновидности (рис. 1), обогащенные оливи-

ном (дуниты, богатые оливином верлиты), либо клинопироксеном (диаллагиты, оливиновые диаллагиты). Различные по составу оливиновые породы как беспироксеновые, так и содержащие моноклинный пироксен в количествах, часто превышающих содержание в них оливина, широко распространены в юго-восточной Аляске (Тейлор, Нобл, 1963).

Значительно в меньших масштабах, однако довольно постоянно, в массивах альпинотипных гипербазитов встречаются лерцолиты, вебстериты и другие породы, содержащие кроме оливина (если он присутствует) как ромбический, так и моноклинный пироксен в различных количественных соотношениях. В одних массивах лерцолиты являются связующим звеном между гарцбургитами и верлитами, как например, на контакте перидотитов и габбро в северной части Алапаевского массива на Среднем Урале (Татаринов, Красновский, 1940), в других — между гарцбургитами и вебстеритами, например в Кодейском массиве Тувы (Пинус и др., 1958). Дуниты с примесью до 10% орто- и клинопироксена слагают асбестоносные массивы гипербазитов в Северном Онтарио, в Канаде (Grubb, 1962).

Таким образом, ультраосновные породы складчатых областей представляются в виде непрерывных рядов или серий, состоящих из петрографически индивидуализированных единиц, в которых отмечается определенная смесь трех главных породообразующих минералов — оливина, ортопироксена и клинопироксена. Выделяются три основных ряда пород: дунит-гарцбургит-ортопироксенитовый, дунит-верлит-клинопироксенитовый и дунит-лерцолит-вебстеритовый. В каждом ряду одним крайним членом является почти мономинеральная оливиновая порода, другим — пироксеновая. Переходы между членами рядов как внутри последних, так и между ними постепенные. В связи с последним обстоятельством в существующих количественно-минералогических классификациях гипербазитов выделение отдельных петрографических видов горных пород производится в условных границах (Волохов, 1969) или в границах, установленных по статистическим данным, учитывающим распространенность наиболее часто встречающихся типов этих пород (Куплетский, 1936; Малахов, 1966, и др.). Однако оба метода количественной классификации гипербазитов имеют свои недостатки. В первом случае границы между различными типами горных пород принимаются условно, без учета возможной изменчивости определенных свойств классифицируемых пород, во втором — границы определяются статистически для ультраосновных пород конкретного региона без учета распространенности гипербазитов с совершенно иными количественными соотношениями главных породообразующих минералов в других районах. В обоих случаях не учитывается изменчивость каких-либо определенных свойств петрографических видов, включаемых в классификацию.

Между тем одним из таких свойств, изменчивость которых может быть положена в основу количественно-минералогической классификации ультраосновных пород, является химический состав гипербазитов. Изменение химического состава ультраосновных пород, как известно, тесно связано с соответствующим изменением их минералогического состава. Сравнительно простые сочетания двух или трех близких по химическому составу главных породообразующих минералов влекут за собой такие же простые вариации соотношений главных химических компонентов. Некоторое усложнение этих вариаций отмечается за счет изменчивости железистости породообразующих минералов.

Изменение химического и минералогического составов ультраосновных пород в ряду дунит—верлит—клинопироксенит показано на рис. 3. На рис. 3, как и на рис. 4 и 5, левая вертикальная линия соответствует по своему положению дунитам, правая — пироксенитам. Из рисунка видно, что с изменением в породах количественного содержания оливина (Ol)

и клинопироксена (cPY) соответственно изменяются соотношения химических компонентов: SiO_2, MgO, CaO и FeO′ ($FeO+0.9Fe_2O_3$). Точки равных содержаний компонентов — a'(MgO ≈ SiO_2), $в'$ (CaO ≈ MgO), c'(CaO ≈ FeO) могут быть приняты за границы того или иного петрографического вида в рамках общего ряда. Этим петрографическим видам, как и границам между ними (a', $в'$, c'), соответствуют определенные количественные вариации главных минералов. В крайней левой части каждого графика находится почти мономинеральная оливиновая порода с соотношением MgO > SiO_2, MgO > CaO и CaO > FeO′. При переходе в ряду слева направо эти соотношения главных химических компонентов в биминеральных горных породах сохраняются до определенного момента, в который

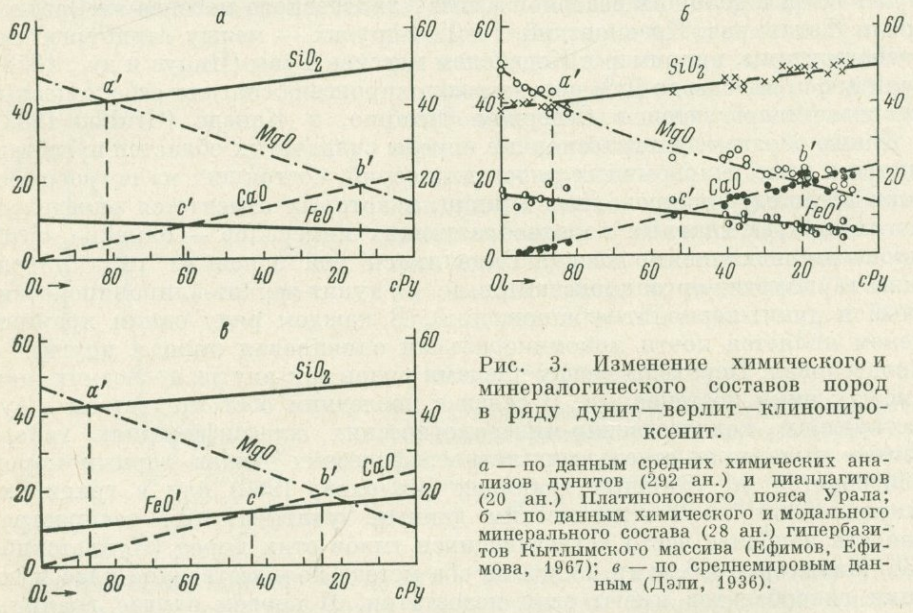


Рис. 3. Изменение химического и минералогического составов пород в ряду дунит—верлит—клинопироксенит.

а — по данным средних химических анализов дунитов (292 ан.) и диаллагитов (20 ан.) Платиноносного пояса Урала; *б* — по данным химического и модального минерального состава (28 ан.) гипербазитов Кытлымского массива (Ефимов, Ефимова, 1967); *в* — по среднемировым данным (Дэли, 1936).

одна из пар главных компонентов (MgO и SiO_2) уравнивается по содержанию. Далее при соотношении уже MgO < SiO_2 в равновесие приходит вторая пара главных компонентов породы (MgO и CaO). Еще далее, при противоположных первоначальных соотношениях главных компонентов, естественная граница может быть выделена в точке перехода от биминеральной породы к мономинеральной (от оливинового пироксенита к пироксениту).

Из рис. 4 видно, что точки равных содержаний MgO и SiO_2 (a') отклоняются правее, чем на рис. 3, и отвечают по своему положению петрографическим видам пород с содержанием оливина от 79 до 73% (соответственно 21—27% ортопироксена). В связи с ничтожным количеством окиси кальция в породах данного ряда границу между гарцбургитами и оливиновыми ортопироксенитами можно провести условно по аналогии с первым рядом (рис. 3).[2] Наконец, границы между различными петрографическими видами пород в смежных рядах (вебстеритовая колонка) могут быть определены по точкам равных отношений двух пар CaO ≈ MgO и CaO ≈ ≈ FeO′, что иллюстрируется рис. 5, графики на котором построены по средним данным предыдущих двух рисунков.

[2] Эта граница фиксируется появлением заметных количеств окиси кальция в оливиновых клинопироксенитах (рис. 4, *б*) и устанавливается также по наличию перерыва между перидотитами и оливиновыми клинопироксенитами на кривой распределения породных совокупностей (рис. 2).

Таким образом, с небольшими округлениями граница между дунитами и перидотитами в целом (в каждом ряду между дунитами и соответственно гарцбургитами, лерцолитами и верлитами) может быть проведена по оливин-

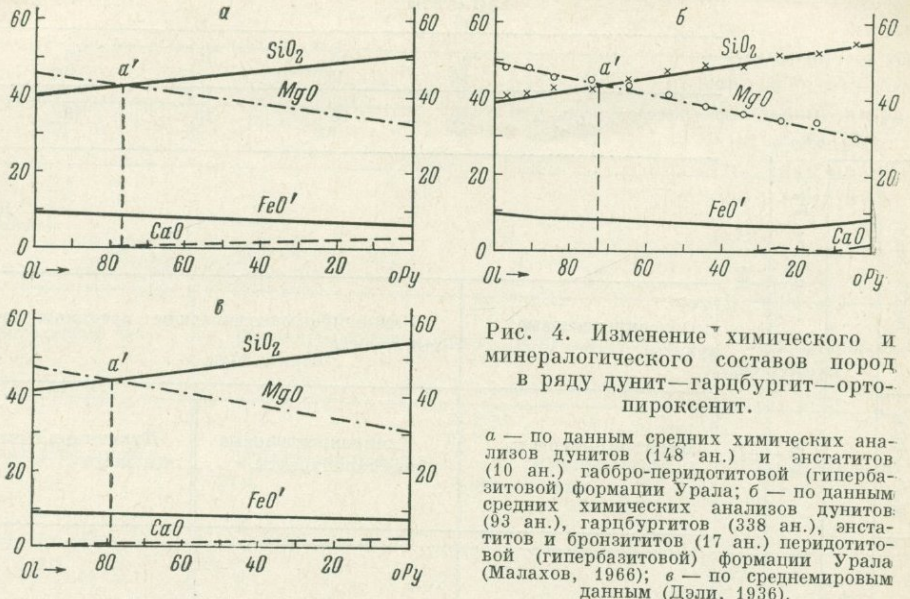


Рис. 4. Изменение химического и минералогического составов пород в ряду дунит—гарцбургит—ортопироксенит.

а — по данным средних химических анализов дунитов (148 ан.) и энстатитов (10 ан.) габбро-перидотитовой (гипербазитовой) формации Урала; *б* — по данным средних химических анализов дунитов (93 ан.), гарцбургитов (338 ан.), энстатитов и бронзититов (17 ан.) перидотитовой (гипербазитовой) формации Урала (Малахов, 1966); *в* — по среднемировым данным (Дэли, 1936).

пироксеновой линейке (см. таблицу, *вертикальная колонка*) в интервале содержаний по оливину 85—75% (соответственно 15—25% по пироксену). Границу между перидотитами и пироксенитами (с учетом изменения соот-

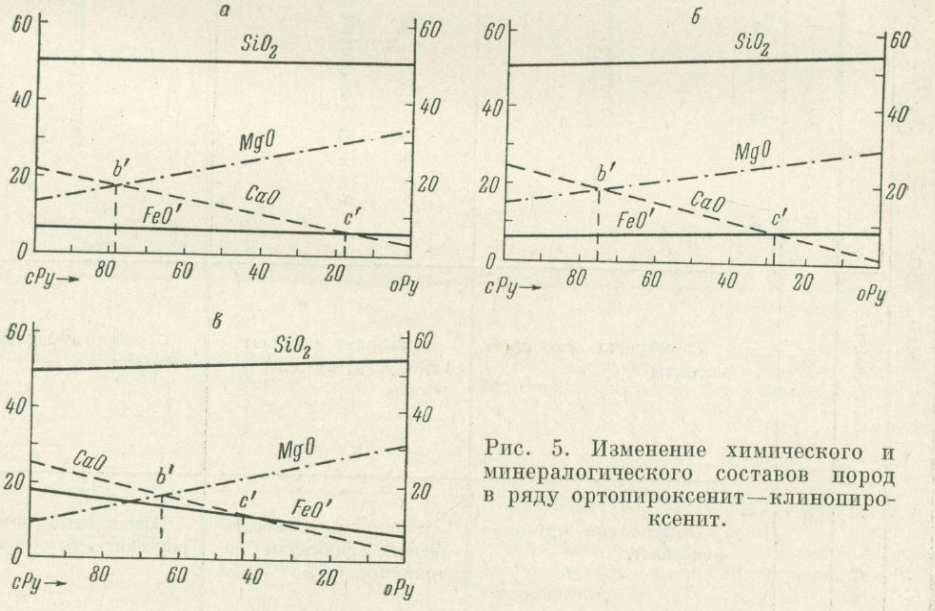
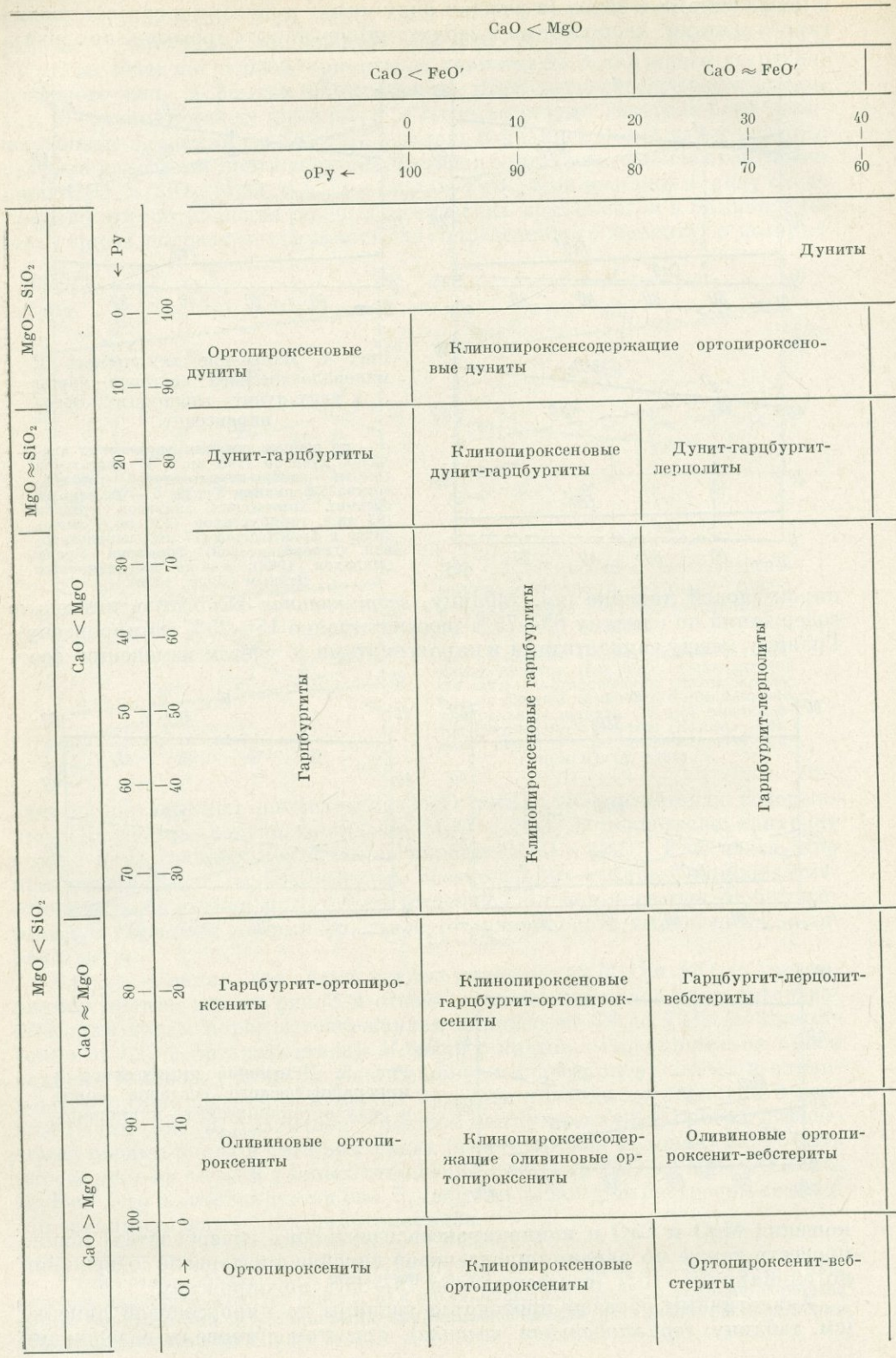


Рис. 5. Изменение химического и минералогического составов пород в ряду ортопироксенит—клинопироксенит.

ношения MgO и CaO в клинопироксенсодержащих гипербазитах) можно провести также по оливин-пироксеновой линейке в интервале содержаний по оливину 25—15% (соответственно 75—85% по пироксену).

Аналогичным образом проводятся границы по пироксеновой линейке (см. таблицу, *горизонтальная колонка*), при этом интервалы содержаний


CaO < MgO
CaO < FeO′
CaO ≈ FeO′
0
10
20
30
40
oPy ←
100
90
80
70
60
MgO > SiO₂
MgO ≈ SiO₂
MgO < SiO₂
CaO < MgO
CaO ≈ MgO
CaO > MgO
← Py
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
Ol →
Дуниты
Ортопироксеновые дуниты
Клинопироксенсодержащие ортопироксеновые дуниты
Дунит-гарцбургиты
Клинопироксеновые дунит-гарцбургиты
Дунит-гарцбургит-лерцолиты
Гарцбургиты
Клинопироксеновые гарцбургиты
Гарцбургит-лерцолиты
Гарцбургит-ортопироксениты
Клинопироксеновые гарцбургит-ортопироксениты
Гарцбургит-лерцолит-вебстериты
Оливиновые ортопироксениты
Клинопироксенсодержащие оливиновые ортопироксениты
Оливиновые ортопироксенит-вебстериты
Ортопироксениты
Клинопироксеновые ортопироксениты
Ортопироксенит-вебстериты

сификация ультраосновных пород

	$CaO \approx MgO$	$CaO > MgO$
$CaO > FeO'$		

50	60	70	80	90	100	
50	40	30	20	10	0	→ cPy

(оливиниты)

Пироксеновые дуниты	Ортопироксенсодержащие клинопироксеновые дуниты		Клинопироксеновые дуниты
Дунит-лерцолиты	Дунит-верлит-лерцолиты	Ортопироксеновые дунит-верлиты	Дунит-верлиты
Лерцолиты	Верлит-лерцолиты	Ортопироксеновые верлиты	Верлиты
Лерцолит-вебстериты	Верлит-лерцолит-вебстериты	Ортопироксеновые верлит-клинопироксениты	Верлит-клинопироксениты
Оливиновые вебстериты	Оливиновые клинопироксенит-вебстериты	Ортопироксенсодержащие оливиновые клинопироксениты	Оливиновые клинопироксениты
Вебстериты	Клинопироксенит-вебстериты	Ортопироксеновые клинопироксениты	Клинопироксениты

клинопироксена (или соответственно ортопироксена) принимаются в пределах 20—40%, что соответствует (рис. 5) с некоторыми округлениями точкам примерно равных соотношений CaO и MgO с одной стороны и CaO и FeO′ — с другой. Методика построения классификационной таблицы и предложения по номенклатуре некоторой части горных пород приводятся в работе И. М. Волохова (1969), из которой заимствована общая идея систематики гипербазитов, разработанная нами на принципиально новой основе. При работе с таблицей необходимо ориентироваться на количественные соотношения породообразующих минералов; соотношения главных химических компонентов приведены только для двух серий пород — нижний и правый ряды (см. таблицу), изменчивость химического состава пород в которых распространена на другие типы гипербазитов. Учет изменчивости химического состава горных пород в количественно-минералогической классификации гипербазитов требует выделения значительно большего числа петрографических видов пород даже по сравнению с вышеуказанной, довольно дробной систематикой И. М. Волохова.

Предлагаемая количественно-минералогическая классификация ультраосновных пород имеет, по-видимому, общее значение. Принципы построения ее на химической основе можно перенести на гипербазиты других формационных типов, базиты и другие группы горных пород. При накоплении соответствующих экспериментальных данных в основу количественно-минералогической систематики гипербазитов могут быть положены физико-механические, электромагнитные и другие свойства горных пород. С получением новых данных номенклатура некоторых предлагаемых типов пород (как и целесообразность практического их выделения) должна быть уточнена.

ЛИТЕРАТУРА

Волохов И. М. 1969. Опыт количественно-минералогической классификации базитов и гипербазитов известково-щелочных габброидных ассоциаций. ДАН СССР, вып. 184, № 3

Дэли Р. О. 1936. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, М.-Л.

Ефимов А. А., Л. П. Ефимова. 1967. Кытлымский платиноносный массив. Изд. «Недра», М.

Куплетский В. М. 1936. Количественно-минералогический состав основных горных пород. Тр. Петрограф. инст. АН СССР, вып. 9.

Малахов И. А. 1966. Петрохимия ультрабазитов Урала. Тр. Инст. геол. УФАН СССР, вып. 79.

Пинус Г. В., В. А. Кузнецов, И. М. Волохов. 1958. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, М.

Татаринов П. М. 1940. Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала. В кн.: Петрография Урала, ч. 2, Изд. АН СССР, М.

Татаринов П. М., Г. М. Красновский. 1940. Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Урале и ее месторождения хромистого железняка. Тр. ЦНИГРИ, вып. 120.

Тейлор Х. П., Дж. А. Нобл. 1963. Происхождение ультраосновных комплексов юго-восточной Аляски. Тр. XXI Междунар. геол. конгр., вып. II, Тектоника и петрография, Изд. ИЛ, М.

Bichan W. G. 1960. Commercial chrisotile deposits, Baie Verte Notre Dame bay district, Newfoundland — preliminary notes, Econom. Geol., v. 55, № 2.

Grubb P. L. C. 1962. Serpentinization and chrysotile formation in the Matheson ultrabasic belt, Northern Ontario. Econom. Geol., v. 57, p. 1228—1247.

Н. В. Ичетовкин

БИОТИТЫ ИЗ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОБЛАСТИ

Биотитам в геологической литературе посвящено много работ. Установлены закономерности, порой несколько противоречивые (Великославинский, 1965; Никитина, Хильтова, 1964), касающиеся изоморфных замещений элементов, находящихся в биотитах в зависимости от степени метаморфизма в октаэдрическом или тетраэдрическом положениях. Показано, что зависимость состава биотитов метаморфических пород от физико-химических факторов, в частности от температуры, в значительной степени определяется парагенезисами, в которые они входят (Маракушев, 1966). Для биотитов изверженных пород установлено различное повышение железистости для разных типов магматических комплексов (Соболев, 1950) в процессе эволюции магматического расплава (в направлении от основных пород к кислым).

Большинство работ, касающихся биотитов изверженных пород, посвящено их железистости как критерию для расчленения и корреляции магматических образований (Гнатов, Матковский, 1958; Наливкина, 1966; Половинкина, Шнейдерова, 1964; Синица, 1961), их генезиса (Василенко, Литвинов, 1966; Лобач-Жученко, Яскевич, 1966; Штейнберг, Малахова, 1965), связи кристаллооптических свойств и химического состава (Литвинов, 1966; Липатов, 1961). В отдельных работах химический состав биотитов рассматривается в зависимости от парагенезисов магматических пород. Необходимо отметить работы С. Р. Нокколдса (Nockolds, 1947), который пришел к выводу, что глиноземистость биотитов определяется парагенезисами, а железистость зависит от степени дифференциации магмы, а также А. А. Маракушева и И. А. Тарарина (1965), показавших, что в малокальциевых гранитах и сиенитах глиноземистость биотитов убывает с возрастанием щелочности.

Для позднемезозойских гранитоидов юго-восточной части Яно-Колымской складчатой области и юго-западной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса имеется значительное количество химических анализов биотитов (табл. 1), что позволяет произвести сравнение состава биотитов из разных интрузивных комплексов, отличающихся наряду с другими признаками различными парагенезисами минералов. В соответствии с минеральными ассоциациями, характерными для гранитоидов каждого из этих интрузивных комплексов, анализы биотитов в табл. 1 подразделены на три группы.

1. Биотиты из минеральных парагенезисов гранитоидов, содержащих высокоглиноземистые минералы — альмандин, кордиерит, мусковит и другие (ан. 1—9). Парагенезисы, содержащие богатые глиноземом минералы, характерны для гранитоидов Инъяли-Дебинского мегасинклинория, образующих главный интрузивный пояс Яно-Колымской складчатой области и известных в литературе под названием колымского интрузивного комплекса (Матвеенко, Шаталов, 1958). В минеральный состав этих гранитоидов, слагающих крупные батолитоподобные массивы позднеюрско-раннемелового возраста, входят плагиоклаз, в среднем отвечающий по составу олигоклазу, кварц, микроклин, биотит, мусковит, кордиерит, альмандин, нередко андалузит и другие высокоглиноземистые акцессорные минералы. Содержание в гранитах таких минералов, как кордиерит и альмандин, нередко выходит за пределы, обычные для акцессориев, достигая 5—7% и более. Некоторое исключение из этого числа представляют ан. 5, 7 и 8, материал для которых взят из гранитов, характеризующихся почти полным отсутствием, кроме биотита, других железо-магне-

Таблица 1

Химические анализы биотитов

Номера анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$H_2O\pm$	P_2O_5	F	Σ	Попр. $Fe_2=O$	$\Sigma_{с\ попр}$	П. п. п.	$Ng = Nm$	$SiO_{2мат.\ пор}$	Номер образца
Первая группа																				
1	39.94	2.91	16.75	3.18	17.76	0.49	3.42	0.62	2.16	8.08	3.25	0.16	0.70	99.42	—0.30	99.12	2.72	1.662	73.08	216в
2	36.44	4.04	18.35	2.95	19.57	0.24	6.38	0.38	0.50	8.11	2.36	—	0.64	99.96	—0.27	99.69	—	1.659	69.43	56
3	36.16	2.62	18.36	5.45	20.80	0.45	3.06	0.30	1.28	7.56	3.09	0.07	1.42	100.62	—0.60	100.02	1.77	1.680	75.45	63
4	35.92	3.91	18.32	2.46	19.68	0.39	6.00	0.60	0.90	8.89	2.41	0.08	0.55	100.11	—0.23	99.88	1.20	1.657	73.42	33
5	35.73	4.23	14.73	3.55	20.07	0.28	8.04	0.66	1.18	7.42	3.47	0.10	0.40	99.66	—0.16	99.50	1.85	1.661	67.73	607
6	35.51	3.35	16.32	1.81	23.68	0.32	6.43	0.39	0.82	7.92	2.35	0.05	1.30	100.25	—0.51	99.74	1.40	1.659	71.90	600-3
7	34.80	2.87	14.51	4.71	22.87	0.57	5.99	0.38	0.23	8.52	3.62	0.08	0.48	99.63	—0.20	99.43	1.16	1.662	76.41	67
8	34.29	3.78	13.94	3.49	25.01	0.56	4.24	1.55	1.01	7.24	3.78	0.13	1.40	100.42	—0.58	99.84	2.63	1.674	72.74	213
9	34.21	3.41	18.69	2.49	21.12	0.84	3.57	0.36	2.55	9.35	2.92	0.30	0.88	100.69	—0.11	100.58	1.94	1.665	73.93	216 ИС
Вторая группа																				
10	38.98	3.14	14.18	3.98	15.38	0.31	10.99	0.71	0.57	8.36	3.24	0.05	0.38	100.27	—0.16	100.11	1.83	1.639	62.75	109
11	38.49	3.25	14.24	1.22	17.84	0.30	9.75	2.50	0.26	7.48	3.09	0.62	0.73	99.77	—0.30	99.47	—	1.650	66.68	34
12	38.39	3.93	13.84	3.82	15.22	0.30	11.94	0.83	1.09	7.28	3.23	0.20	0.50	100.57	—0.21	100.36	2.06	1.652	66.48	1—6
13	37.90	3.20	15.41	4.44	15.22	0.47	10.94	0.49	0.42	8.70	2.59	0.08	0.25	100.11	—0.10	100.01	1.88	1.650	68.38	15
14	37.34	3.49	14.30	5.17	15.49	0.37	10.24	0.88	0.99	7.70	3.76	0.08	0.47	100.28	—0.20	100.08	2.46	1.652	68.40	11
15	36.58	2.78	14.86	4.29	17.47	0.41	11.44	0.58	0.21	6.44	4.26	0.08	0.31	99.71	—0.13	99.58	2.66	1.654	69.43	81
16	36.47	3.05	15.21	4.57	16.26	0.49	10.53	0.73	0.40	7.89	3.93	0.19	0.35	100.07	—0.15	99.92	2.55	1.644	70.39	419/3
17	36.32	2.89	15.18	4.97	17.23	0.31	10.43	0.39	0.64	8.09	3.64	0.08	0.33	100.50	—0.14	100.36	1.92	1.658	68.47	77
18	35.82	3.67	15.65	3.37	18.46	0.35	10.33	0.29	0.51	8.24	3.42	0.05	0.28	100.44	—0.12	100.32	1.54	1.654	67.81	1046-7
19	35.75	3.33	14.45	8.45	14.56	0.43	10.07	0.61	0.45	8.04	3.50	0.08	0.42	100.14	—0.18	99.96	1.95	1.658	62.24	216-1
20	35.40	3.60	14.55	3.75	18.58	0.43	10.53	0.48	0.78	8.11	4.00	0.06	0.38	100.65	—0.15	100.50	1.74	1.644	71.73	85

Таблица 1 (*продолжение*)

Номера анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$H_2O\pm$	P_2O_5	F	Σ	Попр. $F_2=O$	$\Sigma_{с\ попр}$	П. п. п.	$Ng=Nm$	$SiO_{2мат.\ пор}$	Номер образца
21	35.40	3.36	14.51	4.58	17.78	0.25	10.74	1.03	0.72	6.44	4.49	0.14	0.28	99.72	—0.12	99.60	2.95	1.655	71.03	17
22	34.30	2.78	18.72	5.60	17.81	0.47	7.54	0.49	0.37	7.71	4.24	0.09	0.50	100.61	—0.20	100.41	2.40	1.654	72.59	127
23	34.02	2.08	17.90	6.58	20.43	0.98	4.63	0.24	1.16	8.38	3.42	0.09	0.79	100.70	—0.33	100.37	1.77	1.654	74.34	1044-2
24	32.40	2.50	18.26	8.87	15.49	0.50	9.48	0.49	0.30	5.56	6.30	0.08	0.38	100.61	—0.16	100.45	4.35	1.654	74.04	216/3
Третья группа																				
25	35.20	3.33	12.66	11.26	13.00	0.27	9.48	0.97	1.11	8.72	3.50	0.45	0.38	100.33	—0.16	100.17	2.06	1.658	56.00	472
26	38.90	2.78	14.05	3.27	21.07	0.49	5.96	0.59	0.80	8.32	3.15	0.03	0.34	99.75	—0.13	99.62	1.08	1.665	61.09	6
27	38.79	2.60	14.73	4.10	17.26	0.31	9.02	1.42	0.76	5.75	4.64	0.03	0.27	99.68	—0.11	99.57	3.25	1.648	63.54	37
28	35.56	3.33	13.00	5.58	24.90	0.42	4.90	0.55	0.30	8.04	2.72	0.05	0.75	100.10	—0.32	99.78	1.14	1.675	68.90	1530
29	34.35	2.96	13.77	5.26	23.54	0.32	6.55	0.47	0.46	7.56	4.13	0.03	0.42	99.82	—0.12	99.70	2.20	1.660	71.25	44
30	34.30	3.77	13.36	6.76	23.29	0.27	5.34	0.49	0.38	6.85	4.50	0.03	0.47	99.81	—0.20	99.61	2.75	1.680	69.22	1044
31	33.77	3.89	13.50	10.25	21.68	0.32	4.30	0.49	0.32	7.45	4.16	0.04	0.44	100.61	—0.18	99.43	2.45	1.683	72.36	1045
32	32.80	3.11	12.78	11.29	24.28	0.35	2.67	0.49	0.87	6.48	4.54	0.06	0.78	100.49	—0.33	100.16	2.34	1.675	75.36	1092

Примечание. Интрузивные породы и массивы, из которых проанализированы биотиты: 1 — двуслюдяной гранит, массив Б. Анначаг; 2 — биотитовый гранит, массив Чьёрго; 3 — биотитовый гранит, массив Охандижа; 4 — двуслюдяной гранит, массив Б. Анначаг; 5 — гранодиорит, эндоконтактовая фация, северная часть массива Б. Анначаг; 6 — биотитовый гранит, массив Охандижа; 7 — биотитовый гранит, Восточно-Бутугычагский массив; 8 — пегматоидный гранит, северная часть массива Б. Анначаг; 9 — гетерозернистый двуслюдяной гранит, массив Б. Анначаг; 10 — гранодиорит, Магаданский массив; 11 — адамеллит, Дыбинский массив (по Л. Н. Индолеву); 12 — гранодиорит, массив Вега; 13 — гранодиорит, Нижнеинский массив; 14 — роговообманково-биотитовый гранит, Нют-Ульбейский массив; 15, 16, 17, 18, 20 — роговообманково-биотитовые граниты, Сибердикский массив; 19 — роговообманково-биотитовый гранит, Ярынсский массив; 21 — гранодиорит, массив Архимед; 22 — мелкозернистый гранит апикальной фации, Ярыжский массив; 23 — мелкозернистый жильный гранит, Сибердикский массив; 24 — мелкозернистый жильный гранит, Ярыжский массив; 25 — кварцевый монцонит, массив «Корабль»; 26 — порфировидный сиенито-диорит, Хаттынахский массив; 27 — гранодиорит, Неорчанский массив; 28 — феррогастингсит-биотитовый гранит, Лево-Сеймканский массив; 29 — адамеллит, Неорчанский массив; 30, 31, 32 — феррогастингсит-биотитовые граниты, Лево-Сеймканский массив. Анализы произведены в Центральной химической лаборатории Северо-Восточного геологического управления. Аналитики Г. С. Гормашева, Лаговская, Н. И. Морозова и И. С. Рябова. Коллекции Н. В. Ичетовкина, М. П. Крутоус, В. П. Липатова, И. М. Сперанской и В. А. Серебрякова.

Таблица 2

Количества ионов в пересчете по методу В. С. Соболева (на 12 O, OH, F)

Номера анализов	K	Na	H_2O	Ca	Σ	Mg	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Mn	Al^{VI}	Ti	Σ	Si	Al^{IV}	Ti^{IV}	Σ	OH	F
								Первая группа										
1	0.79	0.32	—	0.04	1.15	0.39	1.14	0.18	0.03	0.56	0.17	2.47	3.05	0.95	—	4.00	1.60	0.17
2	0.80	0.08	0.13	0.03	1.04	0.74	1.27	0.17	0.02	0.53	0.24	2.97	2.84	1.16	—	4.00	0.84	0.16
3	0.76	0.19	0.05	0.02	1.02	0.36	1.35	0.32	0.03	0.51	0.16	2.73	2.83	1.17	—	4.00	1.23	0.35
4	0.88	0.14	—	0.05	1.07	0.70	1.27	0.14	0.03	0.45	0.23	2.82	2.78	1.22	—	4.00	1.24	0.13
5	0.74	0.18	0.05	0.05	1.02	0.93	1.30	0.20	0.02	0.11	0.25	2.81	2.77	1.23	—	4.00	1.65	0.10
6	0.80	0.13	0.08	0.02	1.03	0.76	1.56	0.10	0.02	0.33	0.20	2.87	2.81	1.19	—	4.00	1.00	0.33
7	0.86	0.03	0.09	0.02	1.00	0.71	1.52	0.28	0.04	0.13	0.17	2.85	2.77	1.23	—	4.00	1.65	0.12
8	0.72	0.15	—	0.12	0.99	0.50	1.65	0.21	0.04	—	0.22	2.61	2.70	1.29		3.99	1.66	0.34
9	0.94	0.39	—	—	1.33	0.42	1.38	0.15	0.06	0.41	0.20	2.61	2.68	1.32	—	4.00	1.52	0.23
								Вторая группа										
10	0.81	0.09	0.07	0.05	1.02	1.24	0.97	0.23	0.02	0.23	0.18	2.87	2.96	1.04	—	4.00	1.43	0.09
11	0.74	0.04	0.08	0.16	1.02	1.12	1.15	0.07	0.02	0.26	0.19	2.81	2.97	1.03	—	4.00	1.35	0.17
12	0.70	0.06	0.12	0.05	1.03	1.35	0.97	0.22	0.02	0.16	0.23	2.95	2.92	1.08	—	4.00	1.20	0.12
13	0.84	0.06	0.10	0.03	1.03	1.26	0.98	0.26	0.03	0.33	0.18	3.04	2.93	1.07	—	4.00	0.92	0.06
14	0.74	0.14	0.06	0.06	1.00	1.16	0.99	0.30	0.02	0.12	0.20	2.79	2.84	1.16	—	4.00	1.60	0.11

Таблица 2 (*продолжение*)

Номера анализов	K	Na	H_2O	Ca	Σ	Mg	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Mn	Al^{VI}	Ti	Σ	Si	Al^{IV}	Ti^{IV}	Σ	OH	F
15	0.63	0.03	0.32	0.04	1.02	1.31	1.13	0.25	0.03	0.17	0.16	3.05	2.82	1.18	—	4.00	1.21	0.08
16	0.78	0.06	0.15	0.04	1.03	1.20	1.04	0.26	0.03	0.15	0.17	2.85	2.78	1.22	—	4.00	1.55	0.09
17	0.78	0.10	0.11	0.03	1.02	1.19	1.10	0.28	0.03	0.16	0.17	2.93	2.79	1.21	—	4.00	1.44	0.08
18	0.80	0.08	0.12	0.02	1.02	1.18	1.18	0.19	0.02	0.17	0.21	2.95	2.76	1.24	—	4.00	1.40	0.07
19	0.78	0.06	0.12	0.05	1.01	1.15	0.94	0.49	0.03	0.06	0.19	2.86	2.75	1.25	—	4.00	1.44	0.10
20	0.79	0.12	0.06	0.04	1.01	1.22	1.19	0.20	0.03	—	0.20	2.84	2.70	1.31	—	4.01	1.86	0.09
21	0.62	0.10	0.20	0.07	0.99	1.23	1.14	0.26	0.02	0.04	0.19	2.88	2.73	1.27	—	4.00	1.70	0.07
22	0.76	0.05	0.17	0.03	1.01	0.86	1.15	0.32	0.03	0.31	0.16	2.83	2.62	1.38	—	4.00	1.57	0.14
23	0.82	0.18	—	0.01	1.01	0.54	1.33	0.38	0.06	0.29	0.12	2.72	2.65	1.35	—	4.00	1.78	0.19
24	0.52	0.04	0.39	0.03	0.98	1.07	0.99	0.51	0.03	0.07	0.14	2.81	2.45	1.55	—	4.00	1.91	0.09
Третья группа																		
25	0.86	0.17	—	0.03	1.06	1.09	0.84	0.66	0.01	—	0.08	2.68	2.73	1.16	0.11	4.00	1.80	0.09
26	0.82	0.12	0.02	0.05	1.01	0.69	1.36	0.19	0.03	0.30	0.16	2.73	3.02	0.98	—	4.00	1.57	0.07
27	0.56	0.11	0.25	0.10	1.02	1.01	1.09	0.24	0.02	0.23	0.15	2.85	2.93	1.97	—	4.00	1.68	0.07
28	0.82	0.04	0.11	0.04	1.01	0.59	1.67	0.33	0.03	0.11	0.20	2.93	2.88	1.12	—	4.00	1.13	0.19
29	0.77	0.07	0.13	0.04	1.01	0.77	1.56	0.31	0.02	—	0.17	2.83	2.73	1.28	—	4.01	1.79	0.10
30	0.69	0.06	0.22	0.04	1.01	0.63	1.54	0.40	0.02	—	0.12	2.77	2.72	1.24	—	4.00	1.72	0.12
31	0.76	0.05	0.17	0.04	1.02	0.51	1.44	0.61	0.02	—	0.18	2.76	2.69	1.26	0.05	4.00	1.69	0.11
32	0.66	0.14	0.15	0.04	0.99	0.32	1.62	0.68	0.02	—	0.05	2.69	2.65	1.21	0.14	4.00	1.80	0.20

зиальных глиноземсодержащих минералов. Роговая обманка в парагенезисе с биотитами, объединенными в данную группу, отсутствует. Петрохимическое изучение гранитоидов колымского типа показывает, что наличие высокоглиноземистых минералов обусловлено в них не столько высоким содержанием глинозема в абсолютном значении, сколько пересыщенностью им пород относительно кальция и щелочей. Отвечая по содержанию кремнекислоты и кальция аляскитам, они содержат щелочей не больше, чем обычные умеренно-кислые граниты.

2. Биотиты из минеральных парагенезисов, содержащих обыкновенную зеленую роговую обманку (ан. 10—24). Эта группа анализов объединяет биотиты из гранодиоритов и роговообманково-биотитовых гранитов юго-западной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и примыкающих к нему районов Яно-Колымской складчатой области, интрузии которых обычно выделяются под названием охотского интрузивного комплекса (Матвеенко, Шаталов, 1958). К их числу относятся многочисленные интрузивные массивы, пространственно большей частью ассоциирующие с нижнемеловой вулканогенной андезитовой формацией и внедрившиеся, вероятно, в конце нижнего и начале верхнего мела. В минеральный состав пород, слагающих эти массивы, входят плагиоклаз (андезин), кварц, калинатровый полевой шпат, чаще всего представленный микроклином, обыкновенная роговая обманка и биотит. Мусковит, кордиерит и другие богатые глиноземом минералы, обычные для гранитоидов колымского типа, в них не встречаются, если не считать альмандина, который изредка присутствует в качестве акцессорного минерала в мелкозернистых гранитах жильной и эндоконтактовой фаций (ан. 22, 23 и 24). Роговая обманка в последнем случае встречается только спорадически. Петрохимически гранитоиды по сравнению с колымскими характеризуются более низким содержанием глинозема и повышенным содержанием кальция, магния и особенно железа.

3. Биотиты из минеральных парагенезисов гранитоидов, содержащих амфибол паргасит-феррогастингситового ряда (ан. 25—32). В указанную группу объединены анализы биотитов из кварцевых монцонитов, кварцевых сиенито-диоритов и феррогастингсит-биотитовых гранитов, выделенных в последнее время в качестве самостоятельного (сеймканского) интрузивного комплекса. К нему отнесены интрузии гранитоидов, развитые вдоль северной границы приохотской части Охотско-Чукотского пояса, внедрившиеся в верхнем мелу. Возможно, что петрологически однотипными с ними являются также некоторые интрузии гранитоидов, возраст которых считается верхнеюрским, расположенные у южной границы Колымского срединного массива и представленные в табл. 1 ан. 26. Все эти интрузии пространственно в той или иной степени связаны с кислыми эффузивами. Они характеризуются многофазным строением, очень дифференцированным составом (от габбро до щелочных гранитов) и близповерхностными условиями становления. В минеральный состав гранитоидов входят плагиоклаз, обычно более кислый, чем в гранитоидах соответствующей основности первых двух типов, нерешетчатый, сильно пертитизированный калинатровый полевой шпат, биотит и бурый или зеленовато-бурый амфибол, который по времени выделения является одним из наиболее поздних минералов. По оптическим свойствам и химическому составу он определен в ряде случаев как гастингсит и феррогастингсит. В петрохимическом отношении для гранитоидов сеймканского типа характерно пониженное содержание глинозема при обычном или даже повышенном содержании щелочей, среди которых количественно нередко преобладает натрий.

Для каждой группы анализов, объединенных в соответствии с минеральными парагенезисами гранитоидов, вычислены средние содержания

и дисперсии входящих в состав биотитов компонентов, а также произведена приближенная оценка соответствия их распределений нормальному закону (табл. 3). Последняя показала, что существенные отклонения от нормального закона наблюдаются только для содержаний марганца, кальция и фосфора во второй группе (или выборке) анализов, для которых величина отношения эксцесса и асимметрии к их стандартным отклонениям больше трех. Основываясь на нормальном распределении, вычислены коэффициенты линейной корреляции главных компонентов биотитов с содержанием кремнекислоты в материнских породах (табл. 3). При количестве анализов, имеющемся для каждой выборки (9 анализов — в первой, 15 — во второй и 8 — в третьей) критические значения коэффициентов линейной корреляции на уровне значимости 0.05 соответственно равны 0.666, 0.514 и 0.707 (Янко, 1961). Сравнивая эти значения с коэффициентами, приведенными в табл. 3, можно видеть, что в ряде случаев имеет место значимая корреляционная зависимость между содержаниями SiO_2, TiO_2, MgO, FeO, Fe_2O_3 и Al_2O_3 в биотитах и содержанием SiO_2 в материнских породах, отрицательная для первых трех компонентов и положительная для закисного и окисного железа и глинозема. Уменьшение количества SiO_2, TiO_2, MgO и возрастание FeO, Fe_2O_3 и Al_2O_3 в биотитах с увеличением содержания кремнекислоты в изверженных породах отмечалось уже неоднократно (Баратов и др., 1965; Гнатов, Матковский, 1958). Поэлементное сравнение статистических параметров с применением F-распределения и критерия Стьюдента на уровне значимости 0.05 показало существенные различия для дисперсий и выборочных средних глинозема, окисного и закисного железа, марганца, магния и фтора. Для кремнезема расхождения в средних являются незначимыми. Поскольку количество глинозема в четвертой координации определяется нами через кремнезем, расхождения в его содержании, очевидно, также будут несущественными. Таким образом, основные различия между биотитами из рассматриваемых минеральных парагенезисов заключаются в разном распределении элементов, находящихся в них преимущественно в октаэдрическом положении. Ниже соотношения этих элементов в биотитах из гранитоидов Северного Приохотья и Колымы рассматриваются более подробно.

Железистость биотитов. Среди катионов, находящихся в биотитах в октаэдрическом положении, первое место принадлежит двухвалентному железу и магнию, соотношение которых представляет, как известно, большой интерес. Учитывая корреляционную зависимость содержания этих элементов в биотитах от состава материнских пород (табл. 3), построены графики (рис. 1), показывающие соотношение между железистостью биотитов $\left(\frac{FeO}{FeO + MgO},\ мол.\%\right)$ и содержанием кремнезема в гранитоидах, из которых они происходят. На основании этих графиков можно сделать вывод, что железистость биотитов определяется не только кремнекислотностью гранитоидов, но и минеральными парагенезисами, а следовательно, и типом магматического комплекса, поскольку комплексы отличаются этими парагенезисами. Вывод В. С. Соболева (1950) о том, что изменение железистости биотитов в разных магматических комплексах происходит неодинаково, справедлив, по-видимому, не только по отношению к комплексам складчатых зон и платформ, но и по отношению к комплексам однотипных структур, если развитие их в пределах этих структур происходило неодинаково. Для каждого из охарактеризованных выше интрузивных комплексов Северного Приохотья и бассейна верхнего течения р. Колымы намечается определенный уровень железистости биотитов: в породах с содержанием кремнезема 66—76% она изменяется в пределах 55—80% в гранитоидах колымского, 40—55%

Таблица 3

Статистические параметры и коэффициенты линейной корреляции состава биотитов с содержанием кремнезема в материнских породах

Параметры	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$H_2O^{\pm}$	P_2O_5	F	SiO_2 мат пор
						Первая группа								
$\bar{x}$	35.89	3.458	16.663	3.343	21.173	0.46	5.237	0.582	1.181	8.121	3.028	0.108	0.863	72.676
s^2	2.94	0.326	3.562	1.301	5.212	0.034	2.944	0.176	0.556	0.486	0.635	0.0073	0.166	7.442
s	1.715	0.571	1.887	1.141	2.283	0.185	1.716	0.419	0.746	0.697	0.797	0.085	0.407	2.728
$A\Big/\sqrt{\frac{6}{N}}$	1.525	—0.126	—0.301	0.636	0.326	0.814	0.112	1.568	0.739	0.467	—0.031	1.254	0.420	—0.535
$E/2\sqrt{\frac{6}{N}}$	0.409	—1.051	—1.133	—0.637	—0.802	—0.380	—0.987	0.122	—0.630	—0.798	—1.662	0.123	—1.104	—0.650
$\lambda_{0.95}$	1.120	0.373	1.782	0.745	1.492	0.121	1.121	0.274	0.487	0.455	0.520	0.056	0.266	1.782
v	0.048	0.165	0.038	0.341	0.108	0.401	0.328	0.720	0.631	0.086	0.263	0.791	0.471	0.0375
r_{xy}	—0.122	—0.809	0.113	0.426	0.235	—0.444	—0.422	—0.143	0.488	—0.041	0.140	0.251	0.287	1
$\delta(r)$	0.348	0.122	0.329	0.273	0.315	0.268	0.274	0.327	0.254	0.333	0.327	0.312	0.306	0
						Вторая группа								
$\bar{x}$	36.24	3.137	15.42	4.911	16.881	0.425	9.972	0.716	0.591	7.628	3.807	0.131	0.423	69.454
s^2	3.329	0.229	2.48	3.698	2.746	0.030	3.17	0.2911	0.091	0.757	0.729	0.0203	0.025	9.339
s	1.824	0.478	1.575	1.923	1.657	0.173	1.78	0.54	0.301	0.869	0.854	0.143	0.157	3.056
$A\Big/\sqrt{\frac{6}{N}}$	—0.488	—0.703	1.692	0.792	0.591	3.242	—2.863	3.655	0.919	—1.554	2.253	4.176	1.766	—0.356
$E/2\sqrt{\frac{6}{N}}$	—0.615	—0.367	—0.356	—0.035	—0.747	3.33	2.20	4.005	—0.837	—0.105	1.762	4.928	0.13	—0.371

Таблица 3 (*продолжение*)

Параметры	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$H_2O^{\pm}$	P_2O_5	F	$SiO_{2\text{мат пор}}$
$\lambda_{0.95}$	0.923	0.242	0.797	0.973	0.839	0.0876	0.901	0.273	0.152	0.44	0.432	0.072	0.0796	1.547
v	0.0503	0.152	0.102	0.392	0.098	0.407	0.179	0.753	0.509	0.114	0.114	1.086	0.371	0.044
r_{xy}	—0.907	—0.571	0.733	0.567	0.447	0.639	—0.623	—0.357	0.052	—0.331	0.609	—0.225	0.166	1
$\delta(r)$	0.046	0.174	0.119	0.175	0.207	0.153	0.158	0.225	0.258	0.23	0.162	0.245	0.251	0
						Третья группа								
$\bar{x}$	35.45	3.221	13.481	7.221	21.13	0.344	6.03	0.684	0.625	7.395	3.918	0.09	0.482	67.22
s^2	5.108	0.205	0.483	10.594	16.570	0.0058	5.308	0.116	0.116	0.988	0.507	0.0213	0.0346	41.82
s	2.260	0.453	0.695	3.255	4.071	0.076	2.304	0.340	0.340	0.994	0.712	0.146	0.186	6.47
$A\Big/\sqrt{\frac{6}{N}}$	4.190	0.190	0.493	0.238	—1.04	0.891	0.275	1.424	1.424	—0.296	—0.560	2.118	0.73	—0.499
$E/2\sqrt{\frac{6}{N}}$	0.663	—0.901	—0.712	—1.099	—0.432	—0.535	—0.809	—0.072	—0.072	—0.835	—0.897	0.953	—0.784	—0.791
$\lambda_{0.95}$	1.566	0.314	0.481	2.256	2.821	0.0526	1.597	0.236	0.236	0.689	0.494	0.101	0.129	4.481
v	0.0638	0.140	0.0515	0.451	0.193	0.221	0.382	0.497	0.497	0.134	0.182	0.162	0.386	0.096
r_{xy}	—0.662	0.319	—0.139	0.187	0.839	—0.038	—0.831	—0.610	—0.610	—0.468	0.405	—0.663	0.616	—
$\delta(r)$	0.1985	0.318	0.347	0.341	0.104	0.353	0.109	0.222	0.222	0.276	0.296	0.198	0.220	—

Примечание. $\bar{x}$ — среднеарифметическое содержание; s^2 — дисперсия; s — стандартное отклонение; $A\Big/\sqrt{\frac{6}{N}}$, $E/2\sqrt{\frac{6}{N}}$ — приближенные оценки соответствия распределения нормальному закону (отношение ассиметрии и эксцесса к их стандартным отклонениям); $\lambda_{0.95}$ — односторонний доверительный интервал на уровне значимости 0.05; v — коэффициент вариации; r_{xy} — коэффициент линейной корреляции; $\delta(r)$ — стандартное отклонение коэффициента линейной корреляции, равное $\frac{1-r^2}{\sqrt{N}}$.

— охотского и 65—85% — сеймканского типов. Наиболее значительная разница в железистости наблюдается между биотитами гранитоидов колымского и сеймканского интрузивных комплексов, с одной стороны, и охотского — с другой. Для гранитоидов одинаковой основности она составляет в среднем 20%. По показателям светопреломления $Ng=Nm$ с помощью диаграммы В. С. Соболева (1950) общая железистость определяется, как это видно из рис. 2, с точностью ±10%. При этом характерно, что железистость

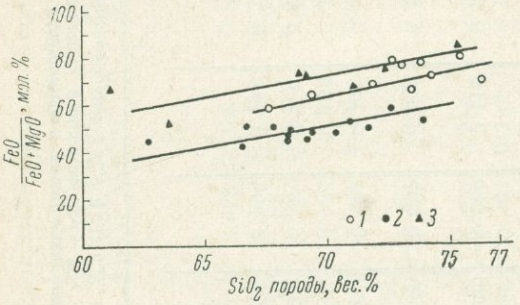


Рис. 1. Соотношение железистости биотитов с содержанием кремнезема в гранитоидах.

1 — колымский интрузивный комплекс; *2* — охотский комплекс; *3* — сеймканский комплекс.

биотитов в парагенезисе с обыкновенной зеленой роговой обманкой (гранитоиды охотского типа) при определении по оптическим свойствам систематически завышается на 5—10%.

Наряду с общей железистостью важное генетическое значение имеет степень окисления железа в биотите. Она связана с активностью кислорода, которая при образовании изверженных пород прямо пропорцио-

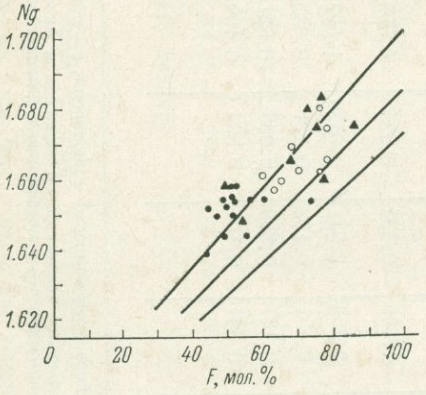


Рис. 2. Зависимость показателей преломления Ng и общей железистости F биотитов.

Условные обозначения см. на рис. 1.

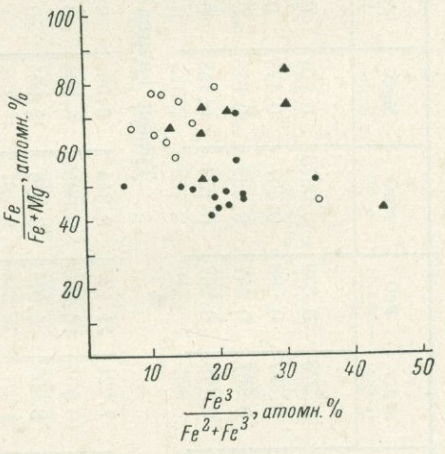


Рис. 3. Соотношение между железистостью и степенью окисления железа в биотитах.

Условные обозначения см. на рис. 1.

нальна парциальному давлению кислорода и температуре (Синица, 1961). Наивысшей степенью окисления железа обладают, как это показано Д. С. Штейнбергом и Л. В. Малаховой (1965), биотиты из эффузивных пород.

На рис. 3 показано соотношение между железистостью и степенью окисления железа в рассматриваемых биотитах. Наименьшей степенью окисления характеризуются биотиты из гранитоидов колымского типа, сформированные в сравнительно глубинных условиях, отвечающих, по-видимому, мезозоне А. Баддингтона (1963). Степень окисления железа в биотитах из гранитоидов охотского и сеймканского типов, связанных

с вулканическими формациями, выше и, несмотря на значительную разницу в железистости, в последних двух типах пород примерно соответствует друг другу. Прямой зависимости между железистостью и степенью окисления железа, на которую указывают отдельные исследователи (Виноградов, 1965), не наблюдается. Некоторое перекрытие полей с различной степенью окисления железа в биотитах обусловлено различной

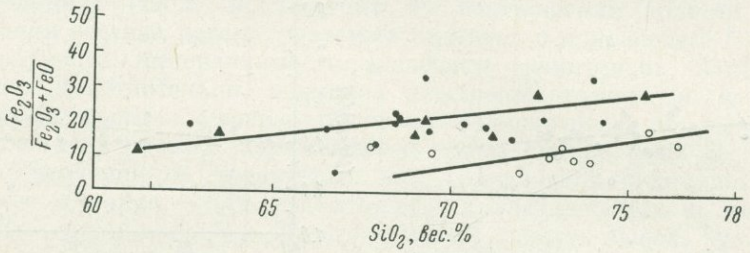


Рис. 4. Изменение степени окисления железа в биотитах с изменением состава пород.

Условные обозначения см. на рис. 1.

основностью пород (рис. 3), так как степень окисления железа возрастает с увеличением содержания в гранитоидах SiO_2 (рис. 4).

Глиноземистость биотитов. Как показали А. А. Маракушев и И. А. Тарарин (1965), глиноземистость биотитов, т. е. степень замещения $SiO_2+(MgO+FeO) \rightarrow Al_2O_3$ зависит от химической активности воды (температуры) и калия (щелочности). Повышение температуры и щелочности способствует образованию бедных глиноземом биотитов. А. А. Маракушевым и И. А. Тарариным предложена диаграмма (рис. 5), на которой биотиты разделены по глиноземистости (т. е. по режиму кислотности—щелочности при их образовании) на ряд классов (I—IV). На диаграмму нанесены точки, отвечающие рассматриваемым биотитам. Как можно видеть, каждая из выделенных парагенических групп биотитов характеризуется определенной глиноземистостью. Наиболее глиноземистыми являются биотиты в парагенезисе с мусковитом, кордиеритом, альмандином и другими богатыми глиноземом минералами, которые характерны для гранитоидов колымского интрузивного комплекса; наименее глиноземистыми — биотиты из кварцевых монцонитов, кварцевых сиенито-диоритов и феррогастингсит-биотитовых гранитов, т. е. из гранитоидов повышенной щелочности сеймканского типа. На диаграмме можно заметить также некоторые отступления от этого правила. Три точки, отвечающие биотитам из гранитоидов охотского типа попали в поле биотитов из гранитоидов колымского интрузивного комплекса (класс II) и, наоборот, три точки, отвечающие биотитам из «колымских» гранитоидов, попали

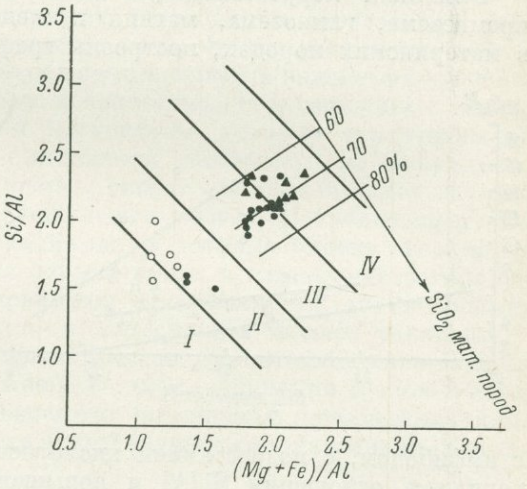


Рис. 5. Диаграмма соотношения в биотитах Si/Al и (Mg+Fe)/Al.

Условные обозначения см. на рис. 1.

в поле биотитов из гранитоидов охотского типа (класс III). Первые три точки отвечают ан. 22, 23 и 24, которые приходятся, как уже указывалось, на жильные граниты, содержащие акцессорный альмандин и почти не содержащие роговую обманку. Три других соответствуют ан. 5, 7 и 8 и приходятся на биотитовые граниты, которые не содержат других, кроме биотита, железо-магнезиальных минералов. Таким образом, эти отступ-

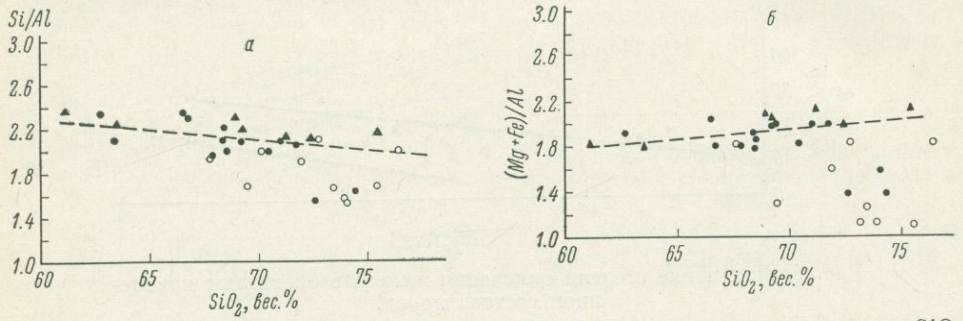


Рис. 6. Зависимость отношения Si/Al (*а*) и (Mg+Fe)/Al (*б*) в биотитах от содержания SiO_2 в материнских породах.

Условные обозначения см. на рис. 1.

ления только подчеркивают зависимость глиноземистости биотитов от минеральных парагенезисов гранитоидов и в первую очередь от состава сосуществующих с биотитом других железо-магнезиальных минералов.

Учитывая корреляционную связь между содержанием в биотитах кремнезема, глинозема, магния и железа и содержанием кремнезема в материнских породах, построены графики, показывающие зависимость величины отношения Si/Al и (Mg+Fe)/Al от кремнекислотности гранитоидов (рис. 6, *а* и *б*). Как видно из графиков, для биотитов, ассоциирующих

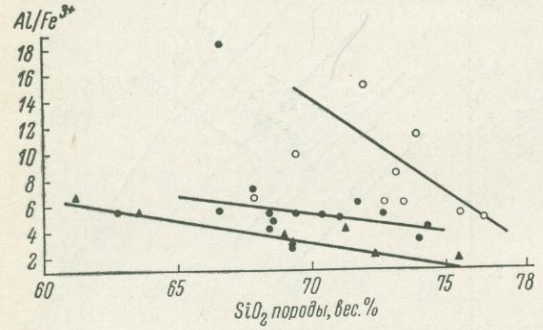


Рис. 7. Соотношение Al/Fe^{+3} в биотитах в зависимости от парагенезиса и содержания SiO_2 в материнских породах.

Условные обозначения см. на рис. 1.

с амфиболом, с возрастанием кислотности пород намечается понижение величины отношения Si/Al и повышение отношения (Mg+Fe)/Al. На диаграмме $\frac{Si}{Al} - \frac{Mg+Fe}{Al}$, изображенной на рис. 5, в результате этого будет наблюдаться смещение фигуративных точек в направлении от оси ординат к оси абсцисс. Основываясь на линиях регрессии, проведенных приближенно (рис. 6, *а*, *б*), на рис. 5 нанесены линии смещения фигуративных точек биотитов в биотит-амфиболовых парагенезисах в зависимости от состава пород. На основании диаграмм, приведенных на рис. 5 и 6, *а* и *б*, можно заключить, что в биотитах, ассоциирующих с амфиболом, в направлении от основных пород к кислым возрастает степень замещения алюминием кремнезема и снижается степень замещения им железа и магния.

Следует кратко остановиться также на соотношении глинозема и окисного железа (рис. 7). Количество окисного железа в процентном отно-

шении (или степень окисления железа) связано, как указывалось, с парциальным давлением кислорода и, следовательно, с глубинностью становления интрузий, а глиноземистость — с температурой, влияние которой обычно противоположно влиянию давления, и щелочностью. Среднее содержание глинозема и окисного железа меняются в зависимости от парагенезисов, в которые входит биотит, в прямо противоположных направлениях (табл. 3). Поэтому их соотношения должны отражать изменения состава рассматриваемых биотитов с изменением *PT*-условий, определяющих минеральные парагенезисы гранитоидов, наиболее контрастно. Действительно, величина отношений глинозема к окисному железу, уменьшаясь с возрастанием кремнекислотности пород, отличается в биотитах из разных парагенезисов очень сильно (рис. 8). Наиболее низкие значения ее характерны для гранитоидов сеймканского типа, наиболее высокие — для гранитоидов, принадлежащих к колымскому интрузивному комплексу. Из этого можно сделать вывод, что снижение давления и повышение щелочности способствует замещению в биотитах глинозема трехвалентным железом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение биотитов из позднемезозойских гранитоидов Северного Приохотья и бассейна верхнего течения р. Колымы показывает, что зависимость состава биотитов в гранитоидах от физико-химических факторов определяется, с одной стороны, минеральными парагенезисами, в которые они входят, с другой — основностью пород. В зависимости от минеральных парагенезисов гранитоидов, связанных с условиями образования пород того или иного интрузивного комплекса, они имеют различную железистость, глиноземистость и отличаются соотношениями окисного и закисного железа, а также окисного железа и глинозема. В ассоциации с высокоглиноземистыми акцессориями и мусковитом, которые характерны для гранитоидов, сформированных при низкой щелочности и, по-видимому, в сравнительно глубинных условиях, биотит отличается высокой глиноземистостью и слабой степенью окисления железа. В гранитоидах, связанных с вулканическими формациями, в которых биотит ассоциирует с амфиболом, степень окисления железа выше, а глиноземистость и особенно железистость сильно варьируют в зависимости от щелочности. Повышение щелочности приводит к вытеснению магния закисным, а глинозема окисным железом. Изменение состава гранитоидов в направлении от основных пород к кислым в процессе дифференциации в свою очередь способствует повышению железистости, замещению кремнезема глиноземом и глинозема двухвалентными и трехвалентными катионами в октаэдрической группе.

Состав биотита может служить дополнительным критерием при расчленении гранитоидов, однако при этом должны учитываться основность и минеральные парагенезисы гранитоидов, в первую очередь состав сосуществующих с биотитами темноцветных минералов.

ЛИТЕРАТУРА

Баратов Р. Б., А. К. Мельниченко, Н. И. Кривощекова, Г. Н. Клочкова. 1965. О биотитах гранитоидных пород Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань). Тр. Тадж. унив., 29, № 2.

Баддингтон А. 1963. Формирование гранитных тел. Изд. ИЛ, М.

Василенко В. Б., В. А. Литвинов. 1966. Некоторые особенности биотитовых гибридных пород. Геология и геофизика, № 7.

Великославенский Д. А. 1965. Изменение соотношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме. В кн.:

Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, изд. «Наука», М.—Л.
Виноградов А. Н. 1965. Железистость биотитов из гранитов северо-западной части Мурманской области. В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, № 4, изд. «Наука», М.—Л.
Гнатив Г. М., О. И. Матковский. 1958. О биотитах гранитоидов Западной Волыни. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 12.
Дмитриев Л. В., Р. П. Котина, Р. П. Моисеева, 1962. Особенности изменения состава биотита и условия его стабильности в гранитоидах разного петрохимического типа на примере Каибского массива. Геохимия, № 3.
Кеннеди Дж. 1950. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах. В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии, Изд. ИЛ, М.
Литвинов В. Л. 1966. О соотношении показателей преломления и железистости биотитов. Минер. сб., № 20, вып. 1, Львов.
Липатов В. Н. 1961. Биотит из массива Б. Анначаг. Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 15, Магадан.
Лобач-Жученко С. Б., Н. И. Яскевич. 1966. О составе биотитов из гранитов юго-западной Карелии как одном из критериев генезиса гранитов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
Матвеенко В. Т., Е. Т. Шаталов. 1958. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1, Изд. АН СССР, М.
Маракушев А. А., И. А. Тарарин. 1965. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. Изд. АН СССР, сер. геол., № 3.
Маракушев А. А. 1966. Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах. Изд. АН СССР, № 7.
Наливкина Э. Б. 1966. О значении изучения породообразующих железо-магнезиальных силикатов для расчленения, корреляции горных пород и установления генетических связей. Тр. Всесоюзн. научно-исслед. геол. инст., вып. 65.
Никитина Л. П., В. Я. Хильтова. 1964. Особенности кристаллохимического строения железо-магнезиальных слюд и роговых обманок метаморфических пород. В кн.: Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита, изд. «Наука», М.
Половинкина Ю. И., А. Г. Шнейдерова. 1964. О железистости биотитов в гранитах Украины. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 8.
Синица С. И. 1961. К вопросу о значении изучения состава фемических минералов для корреляции гранитоидных массивов подвижных зон. Бюлл. научно-техн. информ. НТГО, № 6, Чита.
Соболев В. С. 1950. Значение железистости фемических минералов и вспомогательных диаграмм для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минерал. сб. Львовск. геол. общ., № 4.
Штейнберг Д. С., Л. В. Малахова. 1965. О генетическом значении степени окисления железа в биотите в магматических горных породах. Тр. Инст. геол. УФАН СССР, вып. 70.
Янко Я. 1961. Математико-статистические таблицы. Гостехиздат ЦСУ СССР, М.

Nockolds S. 1947. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous racks. Amer. J. Sci., v. 245, № 7.
Harry W. T. 1950. Aluminium replasing silicon in same silicate lattice. Mineral. Mag., v. 36.

Ю. Б. Марин

О КЛАССИФИКАЦИИ И ДИАГНОСТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКАХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ВКРАПЛЕННИКОВ В ГРАНИТОИДАХ

Изучение и классификация типов вкрапленников имеет не только петрологическое значение, но помогает и при решении ряда практических геологических задач (Принципы. . . , 1960; Беус и др., 1962). Вопросы происхождения и диагностики вкрапленников в гранитоидах издавна привлекали внимание исследователей и достаточно оживленно обсуждались в отечественной (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Д. С. Белянкин, А. Н. Заварицкий, Ю. А. Билибин, Б. М. Куплетский, Г. Д. Афанасьев, М. Б. Бородаевская и др.) и зарубежной (Г. Майерс, С. Н. Сварр,

Н. Л. Боуэн, Ж. Седерхольм, П. Эскола, Т. Барт, А. Симонен и др.) литературе. Последней наиболее полной и специализированной сводкой по генетическим типам порфировых выделений и их диагностическим признакам была работа М. Б. Бородаевской (1961), которая касалась типов вкрапленников лишь в жильных породах. Поэтому представляется целесообразным рассмотреть этот вопрос в более широком аспекте с привлечением многих новых данных, появившихся после опубликования упомянутой работы.

Основой для данной статьи послужили материалы по гранитоидам Казахстана, отчасти Урала и северо-восточной Якутии, а также многочисленные литературные данные по гранитоидам различных регионов.

При систематизации вкрапленников принимается во внимание: способ возникновения вкрапленников (свободная кристаллизация, собирательная перекристаллизация, метасоматический рост), процесс, ведущий к их появлению (кристаллизация магматического расплава, взаимодействие расплава с ксенолитами, воздействие на породы растворов и др.), и условия течения процесса (изменение термодинамических условий кристаллизации, изменение химического состава магмы, равновесность или неравновесность растворов по отношению к основным минералам пород и др.), специфику его проявления и особенности обстановки (образуются до или после выполнения магмой камеры и др.).

В табл. 1 и предлагается классификация типов вкрапленников в неизмененных и измененных гранитоидах, составленная на основе указанных выше принципов. Значимость и распространенность выделенных групп, типов и подтипов резко различна. Одни из них общеизвестны и многократно описаны, другие являются достаточно экзотичными и слабо охарактеризованы в литературе.

ГРУППА ВКРАПЛЕННИКОВ-ФЕНОКРИСТАЛЛОВ, КРИСТАЛЛИЗУЮЩИХСЯ НЕПОСРЕДСТВЕННО ИЗ РАСПЛАВА

Собственно порфировые выделения. Порфировые выделения (фенокристаллы) характерны не только для эффузивных пород с порфировой структурой, но достаточно широко распространены и в так называемых дайках II этапа — гранит-порфирах, гранодиорит-порфирах и т. д. (Принципы. . . , 1960; Бородаевская, 1961; Баскина, 1965; Баратов, 1966; Ефремова, 1970, и др.). Отличительным признаком этих пород является наличие двух генераций какого-нибудь минерала, причем ранняя генерация представлена фенокристаллами, а поздняя входит в основную массу (она может быть полностью или иногда частично раскристаллизованной). В настоящее время можно считать установленным (Заварицкий, 1956; Тернер, Ферхуген, 1961) образование фенокристаллов и основной массы при разных условиях, смена которых объясняется резким падением температуры и давления. Это в свою очередь может быть связано с внедрением начавшей кристаллизоваться магмы в холодные части верхнего структурного этажа или с потерей летучих компонентов вследствие тех или иных причин. Таким образом, возникновение порфировых выделений является результатом изменения условий кристаллизации. К уже названным породам с порфировой структурой тесно примыкают граниты эндоконтактовых фаций многих гранитоидных массивов. Появление порфировых выделений в них тесно связано с изменением температурных условий кристаллизации, в силу чего они, имея внешние признаки уже следующего типа порфировидных гранитов, генетически приближаются к порфировым.

Среди порфировых выделений можно различать два подтипа: интрателлурические и доросшие или выросшие на

месте после внедрения магмы в камеру. Наиболее детально особенности возникновения этих подтипов рассмотрены в работе М. Б. Бородаевской (1961). Анализ порфировых выделений жильных пород многих массивов Казахстана, а также данные, имеющиеся в работах других исследователей, позволяют говорить о достаточно широком распространении вкрапленников обоих подтипов, но «местные» вкрапленники более обычны для гранит-порфиров гранитовых и аляскитовых комплексов, а интрателлурические чаще встречаются в менее кислых породах (диорит-порфиритах и т. д.) гранодиоритовых и гранитовых комплексов (Бородаевская, 1961; Баскина, 1965; Волынец и др., 1967; Марин, 1968; Ефремова, 1970 и др.).

Порфировидные выделения. Во втором томе «Геологического словаря» (1960, стр. 175) дается следующее определение порфировидной структуры, отражающее как характер, так и условия появления порфировидных выделений: «. . . структура магматических пород, обладающих полнокристаллической основной массой, в которой расположены более крупные кристаллы минералов, имеющих тот же химический состав, что и минералы основной массы. . . отличается от порфировой кроме степени кристалличности тем, что образование порфировидных выделений происходило при условиях одинаковых или почти одинаковых с условиями кристаллизации основной массы. Порфировидная структура определяется химическим составом кристаллизующейся магмы, а не условиями кристаллизации, как в случае порфировой структуры». Среди порфировидных выделений целесообразно различать два подтипа: эвтектофировые и связанные с процессами ассимиляции (промежуточные подтипы здесь не рассматриваются).

Эвтектофировые вкрапленники. Интересно отметить, что многие исследователи, сталкиваясь в процессе полевых исследований с породами, содержащими вкрапленники, нередко почти автоматически, на основании лишь внешнего признака относят структуры подобных пород к собственно порфировидным. Между тем еще А. Н. Заварицкий (1956) отмечал, что «чисто» порфировидные (эвтектофировые) структуры, не так уж часты и не всегда возможно провести резкое разграничение по генезису (а не по формальному внешнему признаку) порфировых и порфировидных структур. Типичные эвтектофировые структуры образуются при кристаллизации магмы, имеющей в своем составе какой-нибудь компонент, содержащийся в избыточном количестве по отношению к эвтектическому составу. Наиболее ярким представителем таких структур является так называемая гранофировая, в которой идиоморфные крупные кристаллы полевого шпата заключены в микропегматитовой основной массе. Эктектофировые структуры достаточно обычны в массивах аляскитовых, реже гранитовых комплексов и очень редко отмечаются в интрузивах гранодиоритовой формации. К своеобразным представителям пород подобной структуры относятся мелкозернистые порфировидные граниты I этапа, образующие широко распространенные в аляскитовых массивах Казахстана пологие и крутые тела. Вкрапленники здесь представлены кварцем, находящимся в явно избыточном сверхэвтектическом количестве, а основная масса характеризуется микрогранитовой, нередко микропегматитовой структурой (Марин, 1968; Ефремова, 1970).

В ряде случаев для объяснения возникновения порфировидности А. Н. Заварицкий (1956) признавал возможным привлекать представления Майерса-Таммана, которые сводятся к следующему. При понижении температуры несколько ниже температуры насыщения расплава выделяющейся составной частью осуществляется переход в область метастабильного пересыщения, особенностью которой является наличие немногих центров кристаллизации и возникновение довольно крупных фенокри-

сталлов. При дальнейшем охлаждении достигается лабильная область пересыщения — самопроизвольно возникает множество центров кристаллизации и порода застывает в виде мелкозернистой массы. Эти представления (при учете роли летучих компонентов) вполне приложимы для объяснения происхождения вкрапленников кварца и полевого шпата в телах мелкозернистых гранитов гранитовых и аляскитовых массивов.

Порфировидные выделения, связанные с процессами ассимиляции. Идея связи порфировидности некоторых гранитоидов с явлениями ассимиляции выдвинута давно и разбирается в работах А. Н. Заварицкого (1958), И. М. Исамухамедова (1960) и других исследователей. Образование порфировидных пород этого типа представляется следующим образом. В процессе ассимиляции гранитной магмой ксенолитов пород существенно основного состава, в результате мобилизации поровых растворов и извлечения летучих компонентов из пород ксенолитов (на что обращал внимание и доказывал в своих работах В. А. Николаев, см. Николаев, Доливо-Добровольский, 1961) начинается интенсивный обмен компонентами между ксенолитами и магмой, ведущий к выравниванию их составов. В ходе этого обмена в расплав могут переходить значительные количества кальция, магния, железа. Элементы, выносимые в магму из ксенолитов, будут в той или иной степени смещать равновесие, имевшееся перед этим в расплаве, и приводить к осаждению твердой фазы — плагиоклаза сравнительно основного (за счет увеличения кальция в расплаве) состава. В условиях раннего образования твердой фазы и увеличения количества летучих компонентов могут возникать довольно крупные вкрапленники плагиоклазов. Кроме того, очевидно, следует иметь в виду, что иногда образование вкрапленников происходит с использованием затравок, в качестве которых могут выступать мелкие ксенокристаллы или их обломки, попадающие в расплав вместе с более крупными ксенолитами.

Порфировидные выделения рассмотренного подтипа имеют достаточно широкое распространение в гибридных породах гранитовых и особенно гранодиоритовых комплексов и описаны во многих массивах Казахстана, Тувы, Средней Азии и др. Связь порфировидности с явлениями гибридизма устанавливается здесь вполне определенно, представители главных фаций тех же массивов лишены вкрапленников.

ГРУППА ВКРАПЛЕННИКОВ ВТОРИЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Порфиробластовые — существенно «перекристаллизационные». Здесь объединены несколько подтипов вкрапленников, связанных общностью способа возникновения (возникают при собирательной перекристаллизации), но отличающиеся рядом специфических особенностей процесса образования, в силу чего стало возможным выделение подтипов.[1] Некоторые исследователи относят к группе порфиробластовых породы, появление вкрапленников в которых в большей степени связано с явлениями метасоматоза. Нами эти разности выделяются особо — в тип вкрапленников метасоматического происхождения.

Порфиробласты, развившиеся внутри заключенных в магму ксенолитов. Анализируя условия возникновения порфиробластов в ксенолитах,[2] нужно принимать во внимание

[1] Следует отметить, что хотя логическая и теоретическая обоснованность выделения подтипов несомненна, практические предпосылки для этого разграничения пока сравнительно немногочисленны и не всеми признаны за достаточно достоверные. Окончательное решение о выделении или слиянии подтипов, очевидно, дело будущего.

[2] Они развиваются преимущественно на глубине еще до поднятия магмы в верхний структурный этаж (Бородаевская, Шмидт, 1956).

воздействие трех факторов: 1) теплового (нагрева), 2) возможной мобилизации поровых растворов ксенолитов в условиях прогрева, 3) диффузионного обмена компонентами при выравнивании составов ксенолитов и расплава.

По составу среди ксенолитов в гранитоидах выделяются основные и кислые. Учитывая сказанное выше, можем отметить: а) состав порфиробластов в ксенолитах разного типа различен; б) влияние третьего из указанных факторов заметно сказывается лишь в ксенолитах основного состава, где происходит интенсивный обмен железа, магния, кальция на кремний, натрий, калий; в) вероятно, лишь в ксенолитах кислого состава порфиробласты имеют «чисто перекристаллизационный» характер.

Порфиробласты рассмотренного подтипа встречаются в гибридизированных и контаминированных гранитоидах, насыщенных полурастворенными или почти совсем растворенными ксенолитами глубинного происхождения, и описаны в ряде гранитовых и гранодиоритовых массивов Забайкалья, Казахстана и Средней Азии (Бородаевская, Шмидт, 1956; Бородаевская, 1961; Раджабов, 1964; Марин, 1968, и др.). Довольно специфична для вкрапленников данного подтипа часто наблюдающаяся тесная ассоциация их с мелкими шлировидными выделениями, образованными агрегатами роговой обманки. Механизм образования подобных выделений был разработан С. Р. Нокколдсом и А. Н. Заварицким и представляется следующим. При воздействии на ксенолиты основного состава летучих компонентов и переносимых ими из расплава щелочных элементов, среди плагиоклаз-роговообманковой массы развиваются калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы. Разрастаясь в массе ксенолитов,[3] они вытесняют «. . . составные части основной породы, образуя участки, кажущиеся чуждыми окружающей магме» (Заварицкий, 1958, стр. 635).

Порфиробласты, тесно связанные с процессами гибридизации и деятельностью остаточных растворов. Встречаются в той или иной степени гибридизированных гранитоидах в массивах комплексов биотитовых гранитов. Порфиробластовые разности располагаются большими, но не сплошными площадями, чередуясь с афировидными. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, в меньшей степени олигоклазом. При анализе особенностей их возникновения обращает внимание следующее: а) вторичный порфиробластовый характер вкрапленников, б) более или менее равномерное площадное распределение вкрапленников, в) тесная связь с гибридизированными породами, что, очевидно, не случайно (описано для многих регионов СССР и мира) и, вероятно, отражает причинную зависимость между этими явлениями.

Представляется, что процесс развития порфиробластов в гибридизированных биотитовых гранитах можно представить следующим образом. В процессе преобразования захваченных магмой ксенолитов и взаимодействия с боковыми породами основного состава в расплаве может значительно повышаться содержание кальция, магния, железа, а также содержание летучих компонентов (Николаев, Доливо-Добровольский 1961; Ссадецки-Кардош, 1961 и др.). Как известно, Д. С. Коржинский еще в 1946 г. указывал, что значительное влияние на повышение щелочности (щелочнометальности) в гранитном расплаве имеет взаимодействие его с породами основного состава. «Растворение в такой (имеется в виду нормальная гранитная магма,— *Ю. М.*) магме извести приведет прежде всего к возрастанию в гибридной породе количества олигоклаза за счет ортоклаза. . . вместо биотита будет отлагаться роговая обманка и т. д.

[3] Вследствие дезинтеграции ксенолитов иногда происходит погружение порфиробластов в изменивший свой состав расплав.

Таблица 1

Классификация типов вкрапленников в неизмененных и измененных гранитоидах

Способ возникновения вкрапленников	Процесс	Условия течения процесса	Специфика проявления процесса и особенности обстановки	Группа	Тип	Подтип
Кристаллизация в свободных подвижных средах	Кристаллизация магматического расплава	Резкое изменение термодинамических условий кристаллизации	Образуются на глубине до поднятия магмы в камеру	Группа вкрапленников-фенокристаллов, кристаллизующихся непосредственно из расплава	Собственно порфировые	Интрателлурические
			Образуются после выполнения расплавом камеры			Доросшие или выросшие на месте
		Изменение химического состава кристаллизующейся магматической системы	Сброс избыточного сверхэвтектического количества того или иного компонента		Порфировидные	Эвтектофировые
			Нарушение нормального состава и хода кристаллизации в процессе ассимиляции			Связанные с процессами ассимиляции
Собирательная перекристаллизация (бластез)	Взаимодействие магматического расплава с ксенолитами	Прогрев, мобилизация поровых растворов и диффузионный обмен компонентами	Возникают как порфиробласты в попавших в расплав ксенолитах	Группа вкрапленников вторичного происхождения	Порфиробластовые — существенно перекристаллизационные	Развившиеся внутри заключенных в магму ксенолитов
	Воздействие на породы остаточных растворов	Растворы равновесны по отношению к основным минералам пород	Возникают в гибридизированных породах, «пропариваемых» остаточными растворами, появление, состав и активность которых находится в определенной связи с явлениями гибридизации			Тесно связанные с явлениями гибридизации и деятельностью остаточных растворов
			Возникают лишь в жильных лейкократовых и аляскитовых гранитах в условиях обогащенности магматического расплава летучими компонентами			Связанные с деятельностью остаточных растворов «чистой линии»
	Воздействие на породы постмагматических наложенных растворов		Возникают при переработке лейкократовых и аляскитовых гранитов			Возникшие в результате деятельности постмагматических наложенных растворов
Метасоматический рост		Растворы неравновесны по отношению к основным минералам пород	Возникают за счет преобразования нормальных гранитов, гранодиоритов и других близких пород при воздействии постмагматических существенно калиевых растворов		Метасоматические	Связанные с явлениями калиевого метасоматоза (микроклинизации)
			Возникают за счет преобразования различных гранитоидов при воздействии постмагматических существенно натровых растворов			Связанные с явлениями натрового метасоматоза (альбитизации)
			Возникают за счет преобразования различных гранитоидов при воздействии постмагматических растворов, обогащенных SiO_2			Связанные с привносом SiO_2 (окварцеванием)
Ксенокристаллы	Механический захват расплавом ксенокристаллов		Попадают в расплав на глубине, до подъема его в верхний структурный ярус	Группа «вкрапленников»-ксенокристаллов		Глубинные
			Попадают в расплав в момент заполнения им камеры			Захваченные на месте
Псевдовкрапленники	Катаклаз		Возникают при катаклазе различных гранитоидов			Группа псевдовкрапленников-порфирокластов

Примечание. Для порфиробластовых — существенно перекристаллизационных — вкрапленников справедливо употребление термина порфиробласты, что уже отмечалось рядом исследователей (Никитин, 1952, и др.). Метасоматические вкрапленники часто называют порфиробластовыми, но, видимо, более точно называть их метасоматическими вкрапленниками или вкрапленниками метасоматического происхождения.

Диагностические признаки вкрапленников различных генетических ти

Диагностические признаки (критерии)	Группа вкрапленников-фенокристаллов, кристаллизующихся непосредственно из расплава				Группа вкрапленников вторичного про				
	порфировые		порфировидные		порфиробластовые				
	интрателлурические	«местные»	эвтектофировые	«ассимиляционные»	в ксенолитах	«гибридные»	«чистой линии»	«наложенные»	
Общегеологические									
Связь с типами интрузивных комплексов, массивов	Чаще с комплексами гранодиоритов и нормальных гранитов	Чаще с комплексами нормальных и аляскитовых гранитов	Нормальные и аляскитовые граниты	Комплексы гранодиоритов и нормальных гранитов		Комплексы нормальных гранитов (и гранодиоритов)	Комплексы лейкократовых и аляскитовых гранитов		но ма
Фация глубинности массивов	Малые и умеренные глубины		Умеренные и большие глубины						
Тип магматических тел	Дайки и мелкие штоки		Нет специфики	Крупные тела	Нет специфики	Крупные тела	Чаще дайки, причем пологие		
Приуроченность вкрапленников к определенным частям магматических тел	Четкой специфики нет	Преимущественно в центральных частях даек	Центральные части даек, апикальные части крупных тел	Периферические части крупных тел	Приконтактовые (особенно апикальные) части тел		Чаще в висячем боку даек	Нет специфики	в
Локальное или площадное распределение вкрапленников	По всему телу даек, т. е. с учетом этого — площадное		Площадное	Чаще площадное	Локальное	Чаще площадное	Локально-площадное	Локальное	
Равномерность распределения в породе	Сравнительно равномерное			Ближе к равномерному	Резко неравномерное	Ближе к равномерному	Сравнительно-равномерное	Неравномерное	м
Степень насыщения пород ксенолитами, степень гибридизированности, измененности	Нет специфики		Породы эндоконтактовой (без существенного влияния гибридизма) и главной фаций	Породы гибридной фации, нередко обильно насыщенные ксенолитами			Насыщены миаролками; основная масса несет следы собирательной перекристаллизации	Породы главной или эндофаций; основная масса несет следы собирательной перекристаллизации	си
Ориентированность вкрапленников по отношению к контактам тел	Параллельно стенкам даек	Параллельно стенкам даек, но проявлена слабо	Не характерна				Обычно параллельны или перпендикулярны зальбандам даек		
Характер расположения отдельных вкрапленников («цепочки», скопления и т. д.)	Струйчатое расположение	Нет специфики			Обычны скопления	Нет специфики		Очень часто «цеп положение	
Отношение вкрапленников к контактам и элементам первичной зональности тел	Располагаются, не пересекая контактов и не нарушая элементов первичной зональности тел						Контакты обычно не пересекают, но нередко нарушают элементы первичной зональности	Нередко пересекают зональности	
Минералого-петрографические									
Видовой состав вкрапленников	Те же минералы, что и в основной массе, хотя появляются нередко минералы, отвечающие более высоким членам реакционного ряда	Те же, что и в основной массе	Кварц и полевые шпаты	Плагиоклазы, значительно реже роговая обманка	Плагиоклазы и калишпат, реже кварц, иногда роговая обманка и биотит	Калишпат, реже плагиоклазы	Калишпат и кварц, реже плагиоклазы	Калишпат, реже кварц	К
Структурные и минеральные особенности основной массы возле вкрапленников	Нет специфики		Появление микропегматитовой структуры	Обогащенность темноцветными и их достаточно неравномерное распределение	Отчетливая меланократовость и ясная неравномернозернистость	Обогащенность темноцветными	Неравномернозернистость, перекристаллизованность основной массы; вокруг полевошпатовых вкрапленников иногда кварцевые каймы-ореолы или стяжения возле вкрапленников		З гип кли пре ща, уча бла тур
Форма вкрапленников, характер границ, контуры	Нередко оплавлены, степень корродированности значительная	Отчетливо идиоморфны, ограничения ровные, прямолинейные			Достаточно идиоморфные; при наблюдении в шлифах устанавливаются извилисто-зазубренные очертания границ, обусловленные проникновением растущих порфиробластов вдоль границ зерен основной массы				с ны и з
Размеры, их вариации, степень выдержанности, закономерности размещения вкрапленников различных размеров	Многократно (до 15—25 раз) превосходят зерна основной массы; вариации незначительны	Многократно (до 15—25 раз) превосходят зерна основной массы; вариации незначительны; более крупные зерна в центральных частях даек	Размеры вкрапленников обычно не более чем в 3—6 раз превышают размеры зерен основной массы; вариации незначительны	Превышают размеры зерен основной массы обычно не более чем в 3—5 раз; вариации могут быть достаточно широкими	Значительно (до 15 раз) превышают размеры зерен основной массы (тка выдержанности невысока; вариации могут быть весьма значительными				
Реакционные каймы	Иногда достаточно хорошо выражены	Отсутствуют							
Наличие включений, их характер, особенности распределения, процент от общего объема вкрапленников	Обычно отсутствуют				Обычны; как отдельные минералы, так и реликтовые участки пород, по зернистости и структурным особенностям часто не отвечающие основной массе; как в центре, так и в периферических частях; от 5 до 50%	Обычны; чаще отдельные минералы; как правило, в периферических частях, где размещаются незакономерно; от 1—3 до 20%	Обычны; отдельные минералы, реже участки пород (главным образом, мелкозернистых); приурочены реже к центру; иногда распределение по зонам роста, чаще незакономерное, в какой-то степени отвечающее рисунку основной массы; от 1—3 до 25—30%		О ные реж кан чес и часс лен ное бен зон до
Зональность, характер ее	Хорошо выражена; достаточно обычна	Не характерна		Очень характерна для плагиоглазов; прямая	Сравнительно характерна	Не очень характерна, причем выражена слабо	Достаточно характерна		Х «яд про гис
Степень деформированности вкрапленников	Иногда достаточно отчетливая	Не характерна							
Различие состава вкрапленников и основной массы	Резкое (различие до 50% An); во вкрапленниках более основной	Достаточно резкое (до 30% An); во вкрапленниках более основной	Чаще не наблюдается (состав краевых зон вкрапленников и зерен основной массы одинаков)		Плагиоклаз вкрапленников более кислый (различие до 20% An)		Плагиоклаз вкрапленников более кислый; различие мало (до 10% An)		
Степень упорядоченности полевых шпатов	Неупорядочены или очень низкая		Низкая, реже средняя	Неупорядочены или очень низкая	Средняя, нередко низкая		Обычно достаточно высокая (вплоть мальных» разностей)		
Степень двойникован=	Достаточно высока; обычны комплексные двойники; характерно				Низкая; двойники чаще простые;		Очень низкая;		—

171

Геологических Наук АН Арм.ССР
Библиотека

Таблица 2

Диагностические признаки вкрапленников различных генетических типов

Группа вкрапленников вторичного происхождения							Группа вкрапленников-ксенокристаллов		Группа псевдовкрапленников-порфирокластов
порфиробластовые				метасоматические			глубинные	местные	
в ксенолитах	«гибридные»	«чистой линии»	«наложенные»	с калиевым метасоматозом	с альбитизацией	с окварцеванием			
Общегеологические									
нодиоритов и нитов	Комплексы нормальных гранитов (и гранодиоритов)	Комплексы лейкократовых и аляскитовых гранитов		Комплексы гранодиоритов и нормальных гранитов	Нет специфики		Комплексы гранодиоритов, реже нормальных гранитов	Нет специфики	
Умеренные и большие глубины				Нет специфики		Малые и умеренные глубины	Нет специфики		
Нет специфики	Крупные тела	Чаще дайки, причем пологие		Нет специфики					
Приконтактовые (особенно апикальные) части тел		Чаще в висячем боку даек	Нет специфики	В материнских массивах — их апикальные части; в чуждых — специфики нет			Четкой специфики нет, чаще приконтактовые части	Приконтактовые части	Нет специфики
Локальное	Чаще площадное	Локально-площадное	Локальное	Чаще площадное		Локальное	Локальное		
Резко неравномерное	Ближе к равномерному	Сравнительно-равномерное	Неравномерное	Чаще неравномерное	Как равномерное, так и неравномерное		Неравномерное		
ной фации, нередко обильно насыщами		Насыщены миаролками; основная масса несет следы собирательной перекристаллизации	Породы главной или эндофаций; основная масса несет следы собирательной перекристаллизации	Породы в той или иной степени, чаще достаточно сильно, метасоматически изменены			Четкой специфики нет, но чаще гибридизированные разности	Контаминированные разности	Интенсивно катаклазированы
ктерна		Обычно параллельны или перпендикулярны зальбандам даек	Не характерна				Иногда намечается	Не характерна	Чаще не характерна
Обычны скопления	Нет специфики		Очень часто «цепочечное» расположение		Нет специфики			Нередки скопления	Нет специфики
вичной зональности тел		Контакты обычно не пересекают, но нередко нарушают элементы первичной зональности	Нередко пересекают контакты, нарушают элементы первичной зональности						
Минералого-петрографические									
Плагиоклазы и калишпат, реже кварц, иногда роговая обманка и биотит	Калишпат, реже плагиоклазы	Калишпат и кварц, реже плагиоклазы	Калишпат, реже кварц	Калишпат	Альбит или кварц	Кварц и полевые шпаты или только кварц	Полевые шпаты, реже кварц и темноцветные	Полевые шпаты, реже кварц	Полевые шпаты, очень редко кварц
Отчетливая меланократовость и ясная неравномернозернистость	Обогащенность темноцветными	Неравномернозернистость, перекристаллизованность основной массы; вокруг полевошпатовых вкрапленников иногда кварцевые каймы-ореолы или стяжения возле вкрапленников		Замещение плагиоклаза микроклином, перераспределение кварца, появление участков гранобластовой структуры	Отчетливая альбитизация, уменьшение зернистости	Отчетливое окварцевание, уменьшение зернистости	Специфики нет		Мелко-тонкозернистость, отчетливые следы катаклаза
Достаточно идиоморфные; при наблюдении в шлифах устанавливаются извилисто-зазубренные очертания границ, обусловленные проникновением растущих порфиробластов вдоль границ зерен основной массы				Чаще идиоморфные, реже неправильные и скелетные; характер ограничений как прямолинейный, так и зазубренный, лапчатый			Не совсем идиоморфны, хотя обломочность завуалирована; отчетливо корродированы	Обычно ясно выражена обломочность форм; отчетливо корродированы	Нередко «разлинзованы», ограничения ровные
Значительно (до 15 раз) превышают размеры зерен основной массы (ткани); степень выдержанности невысока; вариации могут быть весьма значительными					Обычно не более чем в 3—5 раз превышают размер зерен основной ткани; вариации чаще сравнительно небольшие		Специфики нет (варианты могут быть достаточно различными)		Многократно (до 25—30 раз) превосходят размер зерен основной ткани; вариации могут быть достаточно широкие
Отсутствуют							Достаточно характерны	Отсутствуют	
Обычны; как отдельные минералы, так и реликтовые участки пород, по зернистости и структурным особенностям часто не отвечающие основной массе; как в центре, так и в периферических частях; от 5 до 0%	Обычны; чаще отдельные минералы; как правило, в периферических частях, где размещаются незакономерно; от 1—3 до 20%	Обычны; отдельные минералы, реже участки пород (главным образом, мелкозернистых); приурочены реже к центру; иногда распределение по зонам роста, чаще незакономерное, в какой-то степени отвечающее рисунку основной массы; от 1—3 до 25—30%		Обычны; отдельные минералы реже включения, как в периферических, так (чаще) и в центральной частях; распределение беспорядочное, иногда (особенно кварца) по зонам роста; от 5 до 40%	Нередко присутствуют включения отдельных минералов (от 1 до 15%); распределение обычно незакономерное	Нередко присутствуют включения отдельных минералов, причем обычно в периферических частях; располагаются чаще по зонам роста; от 1—3 до 10%	Обычно отсутствуют		Нет специфики
Сравнительно характерна	Не очень характерна, причем выражена слабо	Достаточно характерна		Характерна, «ядра» иногда представлены плагиоклазом	Характерна лишь для кварца	Для кварца достаточно обычна, хотя и не очень отчетлива	Сравнительно характерна	Не характерна	Нет специфики
Не характерна							Обычно значительная		Значительная
Плагиоклаз вкрапленников более кислый (различие до 20% An)	Плагиоклаз вкрапленников более кислый; различие мало (до 10% An)	—		Во вкрапленниках — альбит; различие может быть весьма значительным	—		Специфики нет		
Средняя, нередко низкая	Обычно достаточно высокая (вплоть до «максимальных» разностей)			—			»	»	
Низкая; двойники чаще простые;	Очень низкая;	—		Низкая; двой-	—		»	»	

			стости и структурным особенностям часто не отвечающие основной массе; как в центре, так и в периферических частях; от 5 до 50%	где размещаются незакономерно; от 1—3 до 20%	закономерное, в какой-то степени отвечающее рисунку основной массы; от 1—3 до 25—30%	
Зональность, характер ее	Хорошо выражена; достаточно обычна	Не характерна	Очень характерна для плагиоглазов; прямая	Сравнительно характерна	Не очень характерна, причем выражена слабо	Достаточно характерна
Степень деформированности вкрапленников	Иногда достаточно отчетливая	Не характерна				
Различие состава вкрапленников и основной массы	Резкое (различие до 50% An); во вкрапленниках более основной	Достаточно резкое (до 30% An); во вкрапленниках более основной	Чаще не наблюдается (состав краевых зон вкрапленников и зерен основной массы одинаков)	Плагиоклаз вкрапленников более кислый (различие до 20% An)	Плагиоклаз вкрапленников более кислый; различие мало (до 10% An)	
Степень упорядоченности полевых шпатов	Неупорядочены или очень низкая	Низкая, реже средняя	Неупорядочены или очень низкая	Средняя, нередко низкая	Обычно достаточно высокая (вплоть до «нормальных» разностей)	
Степень сдвойникованности плагиоклазов и тип двойников	Достаточно высока; обычны комплексные двойники; характерно разнообразие двойниковых законов			Низкая; двойники чаще простые; законы разнообразием не отличаются (чаще альбитовый)	Очень низкая; комплексные двойники не характерны	—
Особенности окраски кварца и калиевого полевого шпата	Кварц белый, серый; для калишпата не характерны густо-розовые и красные тона	Кварц серый; красные тона для калишпата не характерны	—	Кварц серый, реже белый; красные тона для калишпата не характерны, розовые бывают	Кварц иногда дымчатый; чаще серых тонов; калишпат чаще розовый и желтый, красные тона редки	
				Геохимические (и прочие)		
Последовательность изменения коэффициентов корреляции (ρ) между содержаниями K, Na, Ca, Mg в породах (по Груза, 1970)	$\rho_{Si-K} > \rho_{Si-Na} > \rho_{Si-Ca}$, $\rho_{K-Na} > \rho_{K-Ca}$, $\rho_{K-Na} > \rho_{K-Mg}$			$\rho_{Si-K} > \rho_{Si-Na} > \rho_{Si-Ca}$, $\rho_{K-Na} \geqslant \rho_{K-Ca}$, $\rho_{K-Na} \geqslant \rho_{K-Mg}$	$\rho_{K-Na} < \rho_{K-C}$ ρ_{Si-K}	
Различия качественного состава элементов-примесей во вкрапленниках и тех же минералах основной массы	Однотипны (качественный состав одинаков)		Иногда фиксируются, но очень несущественные (во вкрапленниках более разнообразны)	Различия могут быть, причем достаточно значительными (во вкрапленниках более разнообразны)	Практически однотипны	Иногда могут быть не очень существенные отличия (во вкрапленниках более разнообразны)
Количественные различия в содержании одних и тех же элементов-примесей во вкрапленниках и тех же минералах основной массы	Вкрапленники обогащены элементами нисходящей миграции (по Амшинскому, 1969)			Четкой специфики нет	Вкрапленники обогащены элементами восх	
Содержание тяжелого изотопа кислорода (δO^{18}, ‰) в кварце (по Миловскому и Донцовой, 1968)	8—10	10—11	—	>11 (до 12?)	—	>11 (до 13)
Температура образования вкрапленников (по данным разных методов)	$>$ (650—700°)	$>600°$		550° и менее	$\sim 500°$	500° и м

отдельные минералы, так и реликтовые участки пород, по зернистости и структурным особенностям часто не отвечающие основной массе; как в центре, так и в периферических частях; от 5 до 50%	отдельные минералы; как правило, в периферических частях, где размещаются незакономерно; от 1—3 до 20%	реже участки пород (главным образом, мелкозернистых); приурореже к центру; иногда распределение по зонам роста, чаще незакономерное, в какой-то степени отвечающее рисунку основной массы; от 1—3 до 25—30%	ные минералы реже включения, как в периферических, так (чаще) и в центральной частях; распределение беспорядочное, иногда (особенно кварца) по зонам роста; от 5 до 40%	существуют включения отдельных минералов (от 1 до 15%); распределение обычно незакономерное	существуют включения отдельных минералов, причем обычно в периферических частях; располагаются чаще по зонам роста; от 1—3 до 10%		
Сравнительно характерна	Не очень характерна, причем выражена слабо	Достаточно характерна	Характерна, «ядра» иногда представлены плагиоклазом	Характерна лишь для кварца	Для кварца достаточно обычна, хотя и не очень отчетлива	Сравнительно характерна	Не характерна	Нет специфики
Не характерна						Обычно значительная		Значительная
Плагиоклаз вкрапленников более кислый (различие до 20% An)		Плагиоклаз вкрапленников более кислый; различие мало (до 10% An)	—	Во вкрапленниках — альбит; различие может быть весьма значительным	—	Специфики нет		
Средняя, нередко низкая		Обычно достаточно высокая (вплоть до «максимальных» разностей)		—		»	»	
Низкая; двойники чаще простые; законы разнообразием не отличаются (чаще альбитовый)		Очень низкая; комплексные двойники не характерны	—	Низкая; двойники простые; чаще альбитовый закон	—	»	»	
Кварц серый, реже белый; красные тона для калишпата не характерны, розовые бывают		Кварц иногда дымчатый; чаще серых тонов; калишпат чаще розовый и желтый, красные тона редки	Калишпаты обычно розовых или красных тонов	Для кварца достаточно характерны дымчатые оттенки (до бледно-морионовых)		Кварц чаще всего белый; по калишпатам, специфики нет		Специфики нет
Геохимические (и прочие)								
$\rho_{Si-K} > \rho_{Si-Na} > \rho_{Si-Ca}$, $\rho_{K-Na} \geqslant \rho_{K-Ca}$, $\rho_{K-Na} \geqslant \rho_{K-Mg}$		$\rho_{K-Na} < \rho_{K-Ca}$, $\rho_{K-Na} < \rho_{K-Mg}$; иногда $\rho_{Si-K} < \rho_{Si-Na} < \rho_{Si-Ca}$		—		$\rho_{Si-K} > \rho_{Si-Na} > \rho_{Si-Ca}$		Специфики нет
Различия могут быть, причем достаточно значительными (во вкрапленниках более разнообразны)	Практически однотипы	Иногда могут быть не очень существенные отличия (во вкрапленниках более разнообразны)	Различия могут быть достаточно значительными — во вкрапленниках состав примесей более разнообразен			Могут иметь достаточно значительные различия (варианты различны)		» »
Четкой специфики нет	Вкрапленники обогащены элементами восходящей миграции (по Аншинскому, 1969)					Специфики нет		
>11 (до 12?)	—	>11 (до 13)	—	12—14		»	»	
550° и менее		~500°	500° и менее	450° и менее		»	»	

В силу этих процессов магма будет обогащаться калием. . . По мере ассимиляции известн происходит обогащение магмы калием и натрием. . .» (Коржинский, 1946, стр. 259). В наших условиях — условиях ассимиляции существенно основных пород — повышение щелочности, естественно, будет не столь резким, как при взаимодействии с известняками. Тем не менее на заключительных стадиях кристаллизации расплава выделяются в основном щелочные (существенно калиевые) полевые шпаты. После заключительных стадий кристаллизации в условиях значительного количества летучих и постепенного увеличения количества щелочей, особенно калия, получаем систему в той или иной степени гибридизированных гранитов, насыщенных и пропариваемых активными поровыми остаточными растворами. Это будет приводить к преобразованиям породы, обусловливающим появление порфиробластов калиевого полевого шпата и в меньшей степени олигоклаза. Последнее при сравнительно одинаковой тенденции к обогащению и калием, и натрием объясняется, вероятно, тем, что все-таки концентрация калия несколько выше, а главное он значительно мобильнее (Ссадецки-Кардош, 1961; Эскола, 1961). Указывая на порфиробластовый характер вкрапленников, следует иметь в виду, что рост некоторых из них начинался еще в стадию существования расплава, но окончательное их оформление происходило в период после раскристаллизации породы. Довольно близки к изложенным представления Б. М. Куплетского (1946) и Л. А. Михалевой (1961), высказанные ими для порфировидных гранитов Среднего Урала и Горного Алтая.

Порфиробласты, связанные с деятельностью остаточных растворов «чистой линии». Имеют довольно широкое распространение в массивах лейкократовых и аляскитовых гранитов, особенно Казахстана и Средней Азии, чаще в их жильных разностях, которые представлены крутыми дайками, штокообразными и пластовыми пологами телами. Наиболее обычны вкрапленники рассматриваемого подтипа для гранитов, слагающих пологие тела, где разности, насыщенные вкрапленниками, нередко образуют как бы своеобразные горизонты. Явно порфиробластический характер вкрапленников, довольно равномерное распределение их в породе, отсутствие следов «наложенных» растворов в породах,[4] подстилающих пологие тела насыщенных вкрапленниками мелкозернистых гранитов, дает возможность связывать образование вкрапленников с деятельностью остаточных растворов (в свете идей А. Н. Заварицкого, 1956). Растворы, оставаясь после застывания породы и будучи в равновесии с выделившимися минералами, довольно равномерно «пропаривают» мелкозернистые граниты (Таттл, 1961), что и приводит к появлению порфиробластов. В некоторых случаях можно предполагать, что порфиробласты развивались в порфировидных разностях путем разрастания уже имевшихся вкрапленников. Следствием этого является нередко наблюдаемое их своеобразное зональное строение.

Порфиробласты, возникшие в результате деятельности постмагматических «наложенных» растворов. Вкрапленники порфиробластового характера, связанные с воздействием наложенных существенно калиевых растворов ранней щелочной стадии (по Д. С. Коржинскому, 1966), характерны лишь для лейкократовых и аляскитовых гранитов и пользуются сравнительно ограниченным распространением. Чаще деятельность этих растворов, протекающая в пределах сравнительно локальных зон, приводит

[4] Это особенно четко должно проявляться, когда мелкозернистые граниты залегают в породах чуждого комплекса (Марин, 1968).

к более глубоким изменениям, образовавшихся на первых стадиях порфирокластовых пород с возникновением пегматоидно-блоковых обособлений. Условия и особенности развития подобных порфирокластов подробно рассмотрены В. Д. Никитиным (1952), С. Д. Дмитриевым (1958), С. Г. Шавло (1958).

Метасоматические вкрапленники. Обзор литературы и наши наблюдения показывают, что вкрапленники метасоматического происхождения имеют весьма широкое распространение. Нами рассматриваются три наиболее распространенных в гранитоидах (Афанасьев, 1949; Беус и др., 1962; Боголепов, 1965; Коржинский, 1966) типа метасоматических процессов (калиевый метасоматоз, альбитизация и окварцевание), приводящих к образованию в различной степени измененных пород, насыщенных вкрапленниками тех или иных минералов. Утверждения о связи появления вкрапленников с метасоматическими преобразованиями должны базироваться на установлении: а) вторичного характера вкрапленников; б) метасоматического изменения породы в целом, причем последнее очень важно. Дело в том, что установив иногда вторичный характер вкрапленников, некоторые исследователи делают вывод об их метасоматическом происхождении и о метасоматическом преобразовании породы в целом. Это далеко не всегда обоснованно, ибо вкрапленники вторичного характера могут быть связаны с явлениями собирательной перекристаллизации. Далее следует иметь в виду, что в ряде случаев порода порфировидного облика может обнаруживать интенсивные метасоматические изменения основной массы (т. е. в целом), но собственно вкрапленники могут носить реликтовый характер.

Вкрапленники, связанные с явлениями калиевого метасоматоза. Образование пород, отвечающих по составу субнормальным гранитам и имеющих порфировидный облик, представляет лишь частный случай преобразования гранитоидов гранитовых или гранодиоритовых комплексов в процессе калиевого метасоматоза. Он обусловлен воздействием существенно калиевых растворов, связанных с производными аляскитовых интрузивных комплексов. Об этом свидетельствует обычная пространственная связь измененных пород с вскрытыми или невскрытыми (Афанасьев, 1949 и др.) интрузивами аляскитов (особенно с их жильными разностями), некоторые особенности ассоциаций акцессорных минералов и элементов-примесей в измененных гранитоидах (в их составе намечается явный сдвиг в сторону элементов и акцессорных минералов, свойственных аляскитам.) Наиболее отчетливо тесная пространственная связь между метасоматитами и аляскитами устанавливается обычно тогда, когда в последних с той или иной интенсивностью проявлены процессы перекристаллизации. Это позволяет предположить, что явления перекристаллизации в лейкократовых и аляскитовых гранитах и явления калиевого метасоматоза в пространственно связанных с ними гранитоидах гранитовых и гранодиоритовых комплексов в известной степени синхронны и связаны с одними и теми же существенно калиевыми растворами ранней щелочной стадии (по Д. С. Коржинскому). При этом растворы, порожденные аляскитами, просачивающиеся через них и вызывающие их перекристаллизацию, а соответственно находящиеся в равновесии с ними, при инфильтрации в «чуждые» биотитовые граниты и гранодиориты будут неравновесны по отношению к ним и приведут к образованию калиевых метасоматитов.

Вкрапленники, связанные с альбитизацией. Среди измененных в процессе натриевого метасоматоза гранитоидов нередко встречаются участки и зоны пород порфировидного облика. Появление вкрапленников в них бывает связано с альбитизацией прямо или косвенно. Чаще всего они представлены альбитом и возникают как псевдоморфозы

по вкрапленникам калиевого полевого шпата или плагиоклаза того или иного происхождения. Значительно реже в альбитизированных гранитоидах наблюдается образование вкрапленников альбита без псевдоморфизации (исходные породы имеют «афировое» строение), происходящее в тропоморфный (Боголепов, 1965) период.

В ряде случаев в альбитизированных гранитоидах появляются довольно крупные вкрапленники кварца (Беус и др., 1962). Часть из них (более мелких и неправильных) относится к числу реликтовых, как бы «проявленных» альбитизацией, тогда как другие (более крупные и идиоморфные), видимо, возникают за счет вовлечения в собирательную перекристаллизацию реликтового кварца в участках интенсивной переработки (перекристаллизация кварца в существенно натриевых растворах доказана экспериментально — см. Горбунов, Самойлович, 1968).

В к р а п л е н н и к и, с в я з а н н ы е с п р и в н о с о м SiO_2 (о к в а р ц е в а н и е м). Породы, образующиеся в процессе окварцевания различных гранитоидов, нередко имеют специфическую псевдопорфировидную структуру. В зависимости от степени и характера окварцевания вкрапленники могут быть представлены кварцем и полевым шпатом или только кварцем. Ход развития процесса, приводящего к возникновению этих пород, следующий. На первых стадиях окварцевания тонкозернистым кварцем замещаются лишь мелкие зерна полевых шпатов, так что крупные зерна их и зерна кварца гранитов отчетливо выделяются на фоне мелко-тонкозернистой массы (как бы «проявляются»). Деятельность последующих порций растворов приводит к полному замещению полевых шпатов и образованию своеобразной почти мономинеральной кварцевой породы порфировидного облика (Марин, 1969): на тонкозернистом кварцевом фоне выделяются более крупные зерна кварца, по характеру расположения, размерам, окраске и форме соответствующие кварцу исходных крупнозернистых гранитов.

ГРУППА «ВКРАПЛЕННИКОВ»-КСЕНОКРИСТАЛЛОВ

Хотя представители этой группы встречаются довольно часто (Бородаевская, 1961; Индолев, Жданов, 1967; Марин, 1968, и др.), она играет очень скромную роль среди прочих. Вкрапленники представлены здесь ксенокристаллами различных минералов, отторженными и захваченными внедряющейся магмой от раздробленных вмещающих пород. Среди ксенокристаллических вкрапленников возможно выделение своего рода фаций (подтипов): г л у б и н н о г о п р о и с х о ж д е н и я, захваченных магмой на пути ее подъема в верхний структурный этаж, и м е с т н о г о, попавших в магму после или в момент внедрения ее в камеру, т. е. близ места ее затвердевания.

ГРУППА ПСЕВДОВКРАПЛЕННИКОВ-ПОРФИРОКЛАСТОВ

Породы с «вкрапленниками»-порфирокластами имеют весьма ограниченное распространение. Образование порфирокластов связано с явлениями катаклаза, разрушающими гранитоиды до мелко-тонкозернистого состояния, кроме некоторых более значительных по величине зерен полевого шпата, реже кварца. Уцелев от разрушения, они образуют в тонкозернистой породе как бы «вкрапленники» (в виде глазков).

* * *

Диагностические признаки, позволяющие определить принадлежность вкрапленников к группе, типу и подтипу, могут быть разбиты на следующие категории:

а) общегеологические, включающие как самые общие (тип комплексов, фация глубинности массивов и т. д.), так и достаточно «крупномасштабные» (ориентированность в расположении вкрапленников, их отношение к контактам тел и т. д.) критерии;

б) минералого-петрографические (особенно разнообразны; здесь анализируется форма, размеры вкрапленников, характер их ограничений, наличие реликтов, структурная упорядоченность и т. д.);

в) геохимические критерии.

Все диагностические признаки, выработанные на основе наших наблюдений и анализа очень большого количества литературных данных (Куплетский, 1946; Афанасьев, 1949; Никитин, 1952; Бородаевская, Шмидт, 1956; Заварицкий, 1956; Францкая, 1958; Принципы. . ., 1960; Исамухамедов, 1960; Бородаевская, 1961; Михалева, 1961; Беус и др., 1962; Серых, Ященко, 1963; Семенов, Смыслов, 1963; Раджабов, 1964; Баскина, 1965; Раджабов и др., 1965; Одикадзе, 1966; Индолев, Жданов, 1967; Казицын и др., 1967; Ферштатер, 1968; Антипин, Кузьмин, 1966; Седова и др., 1969; Бакуменко, 1970; Ефремова, 1970, и др.), сведены в обобщающую таблицу (табл. 2). Рассмотрение материала этой таблицы показывает достаточно широкие вариации степени надежности и объективности предлагаемых критериев. Если одни из них позволяют прямо судить о генетическом типе вкрапленников, то другие (особенно часть общегеологических) могут рассматриваться лишь как дополнительные, в значительной степени косвенные критерии. Комплексное рассмотрение всех выдвинутых диагностических признаков бывает в большинстве случаев совершенно необходимым не только для определения подтипа, но даже и группы вкрапленников.

Приведенная в табл. 2 сводка диагностических признаков естественно не претендует на исчерпывающую полноту. Количество этих признаков в дальнейшем несомненно будет умножено. В частности, заслуживает внимания анализ таких свойств, как параметры элементарной ячейки минералов, показатели преломления, плотность, интенсивность термолюминесценции и т. д. Достаточно четкая зависимость изменения этих свойств от изменения генетических условий уже была показана на примере кварца и калиевого полевого шпата в ряде работ (Давиденко, 1968; Старов, 1968; Летников, Ущаповская, 1969).

В качестве дальнейших задач исследования по рассмотренной проблеме можно указать следующие:

1) более детальная разработка представлений о происхождении некоторых подтипов вторичных вкрапленников;

2) углубление и уточнение предложенной классификации;

3) детализация некоторых предложенных диагностических признаков;

4) выделение новых критериев.

ЛИТЕРАТУРА

Амшинский Н. Н. 1969. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). Автореф. докт. дисс., Томск.

Антипин В. С., М. М. Кузьмин. 1969. Геохимические особенности калиевых полевых шпатов гигантопорфировидных гранитоидов Восточного Забайкалья. Геология и геофизика, № 9.

Афанасьев Г. Д. 1949. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Зап. Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Бакуменко И. Т. 1970. Исследование стекловатых и раскристаллизованных включений в магматических минералах. В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. II, изд. «Наука», М.

Баратов Р. Б. 1966. Интрузивные комплексы Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Изд. «Дониш», Душанбе.

Баскина В. А. 1965. Магматизм Тетюхинского района. Изд. «Наука», М.

Беус А. А., Э. А. Северов, А. А. Ситнин, К. Д. Субботин. 1962. Альбитизированные и грейзенизированные граниты. Изд. АН СССР, М.
Боголепов В. Г. 1965. Два периода метасоматического минералообразования. Зап. Всесоюзн. минер. общ., вып. 2.
Бородаевская М. Б. 1961. Некоторые особенности порфировых выделений различных генетических типов в жильных породах порфирового сложения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
Бородаевская М. Б., А. И. Шмидт. 1956. Некоторые вопросы генезиса порфировых пород Восточного Забайкалья. Зап. Всесоюзн. минер. общ., вып. 3.
Волынец О. Н., А. В. Колосков, Г. Б. Флёров, Н. Л. Шилин, Т. В. Долгова. 1967. Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центр. Камчатки. Изд. «Наука», М.
Геологический словарь, т. 2. 1960. Госгеолтехиздат, М.
Горбунов Л. В., Л. А. Самойлович. 1968. Растворимость кремнезема в гидротермальных условиях в связи с некоторыми проблемами геохимии и синтеза кристаллов кварца. В кн.: Геохимия, минералогия, петрография, 1966, Итоги науки, Изд. ВИНИТИ.
Груза В. В. 1970. Геохимические критерии различия магматических пород и ортометасоматитов. Зап. Всесоюзн. минер. общ., вып. 2.
Давиденко И. В. 1968. Использование плотности, показателя преломления и твердости минералов для определения температуры их образования. В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т. 2, изд. «Наука», М.
Дмитриев С. Д. 1958. Структуры гранитных пегматитов Прибалхашья и некоторые особенности их формирования. Зап. Всесоюзн. минер. общ., вып. 2.
Ефремова С. В. 1970. Дайки в гранитоидных комплексах Центрального Казахстана. Изд. «Наука», М.
Заварицкий А. Н. 1956. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, М.—Л.
Заварицкий А. Н. 1958. Петрография Бердяушского плутона. Избр. труды, т. 2, Изд. АН СССР, М.—Л.
Индолев Л. Н., Ю. Я. Жданов. 1967. Термальный метаморфизм полевых шпатов из ксенолитов гранита в дайках. Зап. Всесоюзн. минер. общ., вып. 3.
Исамухамедов И. М. 1960. Роль ассимиляционных явлений в петрогенезисе. В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Госгеолтехиздат, М.
Казицын Ю. В., Г. В. Александров, Е. Н. Панов и др. 1967. Мезозойские металлоносные интрузии Шилка-Олёкминского района. Изд. «Недра», М.
Коржинский Д. С. 1946. Подвижность щелочей при магматических явлениях. В кн.: Академику Д. С. Белянкину, Изд. АН СССР, М.—Л.
Коржинский Д. С. 1966. Общие закономерности постмагматических процессов. В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании, изд. «Недра», М.
Куплетский Б. М. 1946. Об образовании некоторых порфировидных гранитов Ср. Урала. В кн.: Академику Д. С. Белянкину, Изд. АН СССР, М.—Л.
Летников Ф. А., З. Ф. Ущаповская. 1969. Об изменении параметров элементарной ячейки кварца пород Кокчетавской глыбы в зависимости от их генезиса. Зап. Всесоюзн. минер. общ., вып. 4.
Марин Ю. Б. 1968. Каледонские гранитоиды Северо-Западного Казахстана. Автореф. канд. дисс., Л.
Марин Ю. Б. 1969. Структуры жильного кварца и некоторые вопросы генезиса кварцевых жил. Изв. вузов, геол. и разв., № 2.
Миловский А. В., Е. И. Донцова. 1968. Изотопные критерии генезиса природных образований SiO_2. Геохимия, № 8.
Михалева Л. А. 1961. О позднегерцинских гранитах калбинского типа в Горном Алтае. Геология и геофизика, № 2.
Никитин В. Д. 1952. Процессы перекристаллизации и метасоматоза в слюдоносных и керамических пегматитах. Зап. ЛГИ, вып. 2.
Николаев В. А., В. В. Доливо-Добровольский. 1961. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолтехиздат, М.
Одикадзе Г. Л. 1966. Геохимические особенности распределения щелочных элементов в порфировидных калиевых гранитах Сев. Кавказа. Сов. геология, № 8.
Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций (1960). Госгеолтехиздат, М.
Раджабов Ф. Ш. 1964. Ассимиляционная дифференциация гранитной магмы и роль порфиробластов щелочного полевого шпата в этом процессе. В кн.: Геология и полезные ископаемые Узбекистана, изд. «Наука» Узб. ССР.
Раджабов Ф. Ш., И. М. Мирходжиев, С. И. Ибадулаев. 1965. Механизм образования порфировых интрузий и даек. Тр. I Среднеазиат. регион. петрограф. совещ., Ташкент.
Седова И. С., В. А. Галибин, Н. В. Котов. 1969. Этапы кристаллизации и состав калишпатов гранитоидов. ДАН СССР, т. 185, № 1.

Седова И. С., Ю. С. Шапкина, Е. Д. Прудников, Н. В. Котов. 1969. Особенности распределения щелочей в калишпатах гранитоидов различных генетических типов (южное обрамление Алданского щита). ДАН СССР, т. 187, № 2.
Семенов А. И., А. А. Смыслов. 1963. Петрографические и геохимические особенности гранитов Беркутинского массива (Сев. Казахстан). Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 95.
Серых В. И., Н. Я. Ященко. 1963. О порфиробластовых гранитах Зерендинского массива (Сев. Казахстан). Изв. АН СССР, сер. геол., № 9.
Ссадецки-Кардош Е. 1961. О некоторых характерных миграционных явлениях в процессе петрогенезиса. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1, Изд. АН СССР, М.
Старов В. И. 1968. О термолюминесценции калиевых полевых шпатов. Матер. I республ. научно-техн. конфер. молодых геологов Каз. ССР, изд. «Наука» Каз. ССР.
Таттл О. Ф. 1961. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1, Изд. АН СССР, М.
Тернер Ф., Дж. Ферхуген. 1961. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. ИЛ, М.
Ферштатер Г. Б. 1968. Состав и некоторые другие особенности порфировидных выделений микроклина в позднепалеозойских гранитоидах вост. склона Урала. ДАН СССР, т. 181, № 2.
Францкая Е. Ф. 1958. К вопросу о происхождении порфировидных вкрапленников в «сретенских» гранитах. Тр. Вост.-Сиб. филиала АН СССР, сер. геол., № 8.
Шавло С. Г. 1958. Пегматиты и гидротермалиты Калбинского хребта. Изд. АН Каз. ССР.
Эскола П. 1961. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 1, Изд. АН СССР, М.

Б. Н. Мелентьев

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ГАЛОГЕНИДОВ С НЕКОТОРЫМИ СИЛИКАТНЫМИ И ФОСФАТНЫМИ РАСПЛАВАМИ

Для понимания ряда петрологических проблем, связанных с жидким состоянием силикатных расплавов, имеет значение их взаимоотношение с солями, в частности с галогенидами щелочных металлов. Известно, что в силикатных расплавах взаимоотношения компонентов возможны либо с полной взаимной растворимостью, либо с частичной. В последнем случае при каких-то (в огромном большинстве случаев нам пока неизвестных) условиях возможно образование сосуществующих в равновесии жидких фаз. Процесс распада гомогенного расплава на отдельные фазы начинается с образования локальных флуктуаций состава, разрастающихся затем в зависимости от условий в области новой фазы (Филипович, 1967).

Причинами, способствующими ликвации, могут быть: структурная и энергетическая несовместимость компонентов расплава, большая разница величин поверхностной энергии у возникающих фаз (Г. А. Антонов, 1906—1907 гг.), присутствие «третьего» компонента (Семенченко, Давидовская, 1934) и ряд других факторов (Бережной, 1966). Примесными компонентами в магматическом расплаве могут являться соли. Присутствие последних подтверждается вулканическими извержениями, сопровождающимися огромными выбросами воды и кислот (Мархинин, 1967). Нахождение последних в газовой фазе, вероятно, может быть объяснено следствием гидролиза их солей.

Таким образом, необходимость изучения взаимодействия солей и силикатных расплавов вполне очевидна.

Характер взаимодействия солей и силикатов в жидком состоянии, а также в случае присутствия при этом воды можно представить, исполь-

зуя схематические диаграммы для систем силикат—соль—вода и силикат—соль—силикат (Мелентьев, Делицын, 1969). Следует отметить, что изучение несмесимости применительно к геологическим проблемам проводились как отечественными исследователями, так и зарубежными. Наибольший вклад в эту область исследования внесли Д. П. Григорьев (Григорьев, 1935; Григорьев, Искюль, 1937) и Я. И. Ольшанский (1957). Кроме того, проводились эксперименты, посвященные частным вопросам взаимодействия некоторых силикатов в жидком состоянии с галогенидами щелочных металлов (Рябчиков, 1963; Когарко, 1966, 1967; Когарко и др., 1968; Coster a. oth., 1965, 1968).

Ряд работ посвящен теоретическому объяснению влияния на ход кристаллизации магмы двух летучих компонентов, один из которых был обозначен как компонент с «особыми свойствами» и под которым, в частности, подразумевались соли (Николаев, 1944, 1945), однако отсутствие достаточных экспериментальных данных не позволили В. А. Николаеву описать с должной достоверностью роль солей в этом процессе. Необходимость изучения роли солей в процессах рудообразования подчеркивал М. Н. Годлевский (1963).

С целью систематического исследования взаимоотношения некоторых солей с породообразующими силикатами в жидком состоянии нами совместно с Л. М. Делицыным и Л. М. Делицыной был обследован ряд систем при атмосферном давлении. Силикатные компоненты были выбраны так, чтобы они соответствовали главным петрографическим видам пород. Альбитовое стекло было принято за аналог кислых пород, нефелин соответствовал щелочным, а диопсид — основным породам. При этом последние два минерала были представлены их кристаллическими формами, альбит же получался в виде альбитового стекла. Синтез их осуществлялся по известным методикам; состав контролировался химическими, рентгеновскими и оптическими методами. Галогениды металлов брались в виде реактивов с квалификацией чда; апатиты синтезировались методом Шадрона.

Шихта заданного состава готовилась длительным перетиранием в агатовой ступке. Навеска материала в количестве 50—70 мг помещалась в специальный тигель с завинчивающейся крышкой и уплотняющей прокладкой. Герметизированный тигель взвешивался перед опытом и после опыта, чтобы удостовериться в отсутствии потерь вследствие улетучивания паровой фазы. Материалом тиглей служили железо армко, платина, молибден, графит. В каждом отдельном случае использовался тот или иной металл в зависимости от его устойчивости в расплаве. Тигли помещались в трубчатые печи разнообразных конструкций и нагревались при заданной температуре в токе очищенного от примесей аргона. Продолжительность выдержки при заданной изотерме была от 30 мин. до 14 час. Фиксация состояния расплава при изотерме в опыте осуществлялась методом закалки: нагретый тигель сбрасывался в холодильник на стальную плиту или в сосуд с водой и снегом. В случае наблюдения за расплавами визуально-политермическим методом (700—1100° С) плавление проб осуществлялось в обычных платиновых тиглях объемом 0.4 $см^3$, а соответствие состава расплава составу взятой для опыта шихты контролировалось вышеописанным закалочным методом с использованием герметизированных тиглей.

Во всех опытах продукты плавок изучались химическими, рентгеновскими и оптическими методами.

Изучения указанных выше взаимоотношений были начаты с систем Ab—MeГ (Me—Li, Na, K, Cs; Г—Cl, F). В системе Ab—LiF, моделирующей расплавы лепидолит-альбитовых пегматитов, установлена обширная область равновесного сосуществования двух жидких фаз — существенно силикатной и существенно фторидной (Мелентьев и др., 1967).

Расплав альбитового стекла способен растворять в себе при 1400° до 5% фторида лития. При этом расплав—раствор обладает исключительной агрессивностью и жидкотекучестью. В то же время расплавы, содержащие 6% и более фторида лития, являются двухфазными и силикатная фаза обладает повышенной вязкостью. С понижением температуры такой искусственный расплав, пересекая линию бинодали, попадает в область сосуществования жидких фаз, где происходит распад его на силикатную и фторидную фазы.

По некоторым свойствам и содержанию в нем лития и фтора гомогенный (однофазный) расплав этой системы может рассматриваться как упро-

Рис. 1. Расслоенность в альбит-лепидолитовом пегматите (*светлое* — альбит, *темное* — лепидолит). Средняя Азия. Фото Г. Б. Мелентьева.

щенный аналог природных расплавов, формирующих жильные серии лепидолит-альбитовых пегматитов (Мелентьев, 1965, 1968). Как предполагает Г. Б. Меленьтев (1968), исходный, первоначально гомогенный расплав, отделившийся от материнской гранитной магмы и соответствующий по содержанию лития и фтора расплавам гомогенной области искусственной системы, по мере продвижения в трещинах пород и охлаждения распадается на две жидкие равновесные фазы. Одна из них по составу примерно соответствует альбиту, а вторая, концентрирующая в себе почти весь литий и фтор, — лепидолиту. При твердении пегматитообразующей системы эти фазы фиксируются в виде полосчатых текстур (рис. 1). Возможность такого расслаивания подтверждается и геологическим положением лепидолит-альбитовых пегматитов; благодаря высокой подвижности исходных расплавов образуемые ими жильные серии максимально удалены от своего источника и, как правило, локализованы в надинтрузивных зонах. Кроме того, для этих пегматитов характерна максимальная величина отношения длины жил к их мощности. В то время же контактные взаимоотношения жил с вмещающими породами и их ксенолитами свидетельствуют о сравнительно низких температурах расплавов и достаточно быстром их твердении, что обеспечило сохранность первично расслоенных структур и текстур (Мелентьев, 1965, 1968).

Изучение сначала двойных (Ab—NaCl и Ab—NaF) систем, а в дальнейшем тройной — альбитовое стекло—галит—виллиомит показало суще-

ствование в них больших областей двухфазного состояния. Почти во всех изученных системах нижняя граница сосуществования жидких фаз проводится условно, так как она является сложной и представляет собой результат взаимодействия не крайних членов системы, а их производных, образующихся еще в период реакций в твердом состоянии. Это тем более вероятно, что было установлено образование $LiAlSi_3O_8$ в системе Ab—LiF, $KAlSi_3O_8$ в системе Ab—KCl, $LiAlSiO_4$ в системе LiF—$NaAlSiO_4$ и

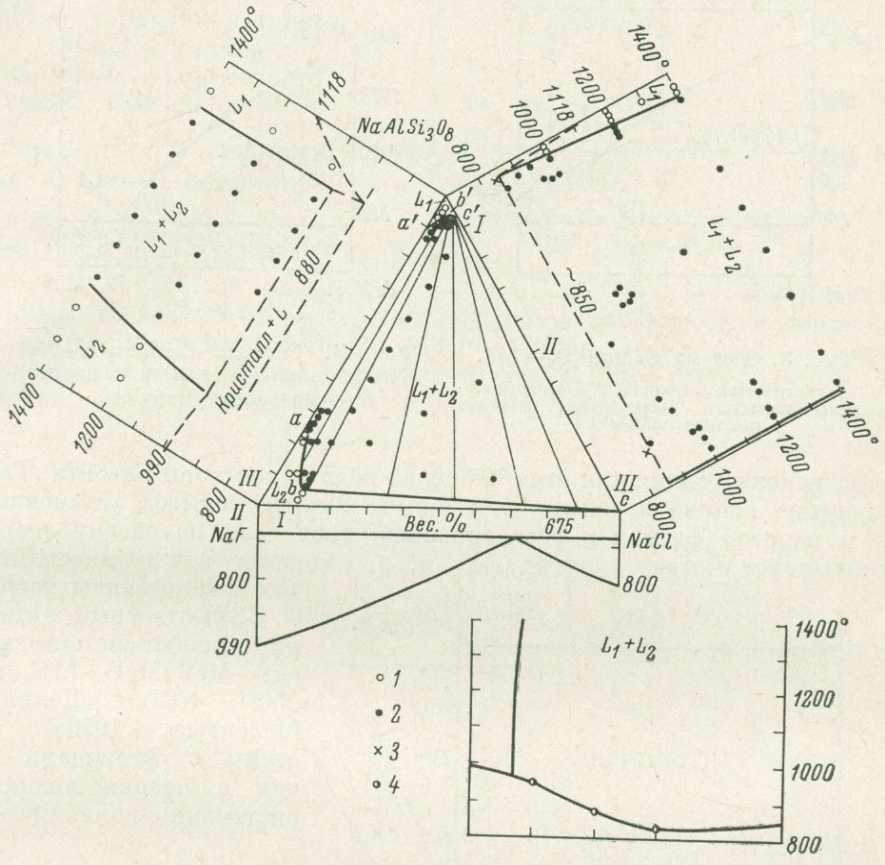


Рис. 2. Система $NaAlSi_3O_8$—NaCl—NaF. Изотермический разрез при 1400° С.

1 — гомогенная жидкость; *2* — несмешивающиеся жидкие фазы; *3* — нет полного плавления; *4* — визуально-политермический разрез по линии *II—II*.

т. д. Таким образом, в подавляющем большинстве случаев, по-видимому, системы такого рода являются взаимными.

На рис. 2 показан изотермический разрез при 1400° С в системе альбитовое стекло—галит—виллиомит (Делицын, Мелентьев, 1970б). Обращает на себя внимание форма кривых растворимости, которым, как можно предполагать, отвечает положение коннод на диаграмме. До перегибов (b'—c') относительно слабому изменению в составе силикатной жидкости будет отвечать значительное изменение соотношения хлора и фтора галоидной фазы (b—c). После перегиба значительному изменению в составе силикатной жидкости (a'—b') будет отвечать слабое изменение соотношения фтора и хлора галоидной фазы (a—b).

Следует отметить, что в соответствии с кривой растворимости меняются и свойства силикатных стекол. В области, обогащенной NaCl, расплав

был вязким и стекла оказались газонасыщенными, а в области, обогащенной NaF, легкоподвижный расплав образовал совершенно прозрачные стекла.

Приведенные результаты, вероятно, можно применить для объяснения процессов альбитизации, не прибегая к довольно запутанным гипо-

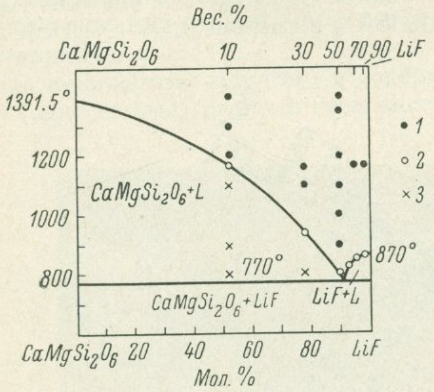


Рис. 3. Система $CaMgSi_2O_6$—LiF.

1 — гомогенная жидкость; *2* — визуально-политермические наблюдения; *3* — нет полного плавления.

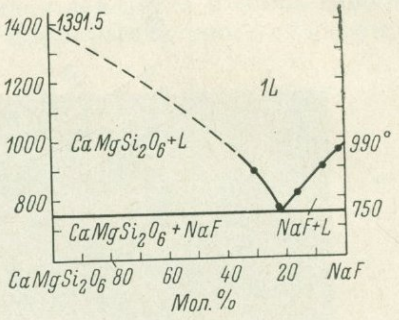


Рис. 4. Система $CaMgSi_2O_6$—NaF. Точки получены визуально-политермическим методом.

тезам, использующим для этих же целей водные растворы альбита. Такое допущение вполне вероятно, так как в процессе опытов установлено, что и паровая фаза над расслоившимся расплавом по своему составу соответствует составу жидких фаз, т. е. содержит как алюмосиликат, так и галогениды натрия.

Существенный интерес представляют системы диопсид—МеГ (МеГ—LiF, NaF, NaCl, KCl) (Делицын, Мелентьев, 1970а). Системы с фторидами лития и натрия являются системами с полной взаим-

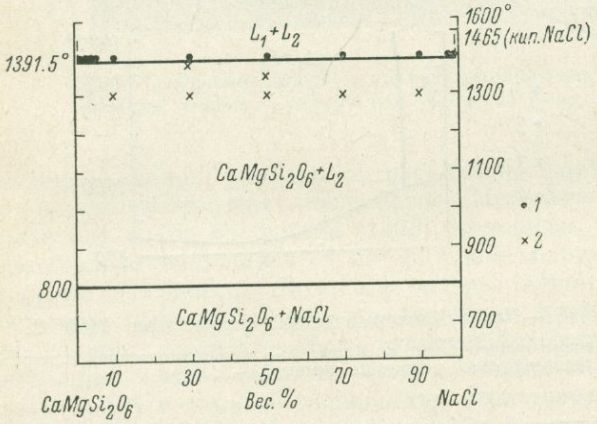


Рис. 5. Система $CaMgSi_2O_6$—NaCl.

1 — несмешивающиеся жидкие фазы; *2* — нет полного плавления.

ной растворимостью компонентов в жидком состоянии, образующих между собой эвтектику (рис. 3 и 4). В то же время системы диопсид—хлориды натрия и калия являются системами, в которых отсутствуют взаимная растворимость в жидком состоянии и практически взаимодействие между ними (рис. 5 и 6). При этом выше температуры плавления диопсида (1391.5°) в равновесии находятся две жидкости — одна диопсидового состава, а другая галогенида металла.

Такое различие в характере систем может быть вызвано главным образом структурной несовместимостью компонентов в жидком состоянии.

Благодаря полученным результатам стало возможным оценить взаимоотношения в системе диопсид—альбит—галит в изотермическом сечении при 1400°. Для этого использованы данные Шерера и Йодера (1963) по си-

стеме альбит—диопсид и наши данные (Делицын, Мелентьев, 1970а) по системам диопсид—галит и альбитовое стекло—галит (рис. 7) (Делицын, Мелентьев, 1968).

На диаграмме обширное поле занято двухфазным состоянием расплава, где одна жидкость представлена практически чистым хлоридом натрия, а другая — силикатной жидкостью переменного состава. Причем нижняя

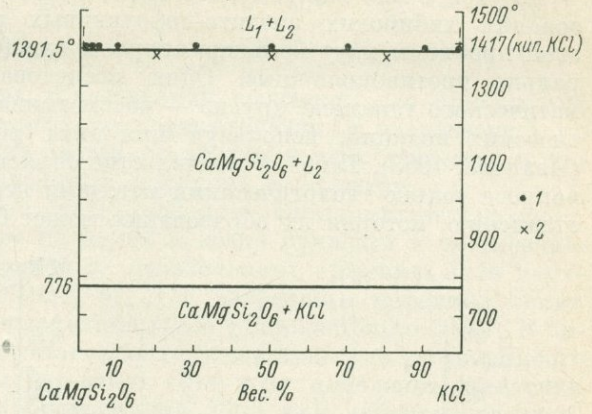


Рис. 6. Система $CaMgSi_2O_6$—KCl.

1 — несмешивающиеся жидкие фазы; *2* — нет полного плавления.

граница несмесимости будет иметь сложную поверхность и определяться линией ликвидуса системы альбит—диопсид. Для целей петрологии важным является факт, свидетельствующий, что растворимость хлоридной фазы увеличивается в сторону альбита, т. е. позволяю-

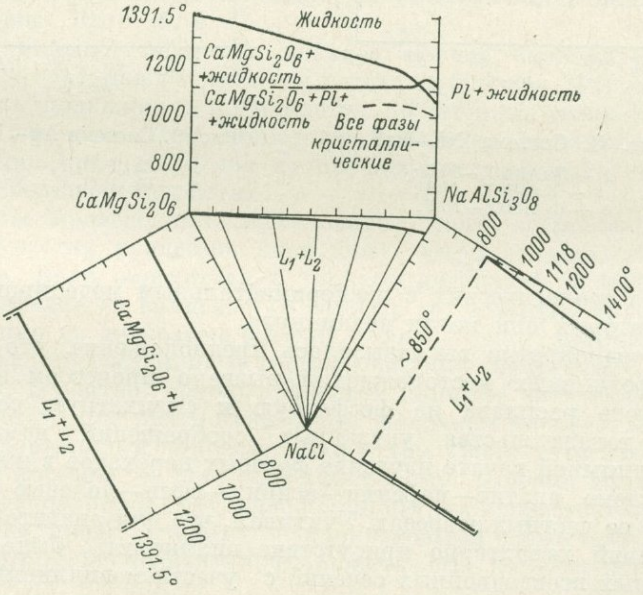


Рис. 7. Система $NaAlSi_3O_8$—$CaMgSi_2O_6$—NaCl.

щий допустить, что накопление хлора происходит в лейкократовой составляющей базальтовой магмы. Например, Г. А. Соколов и Д. И. Павлов (1966) для объяснения высокой концентрации хлора (до 1%) в габбро-альбититах привлекают гипотетические хлоридные растворы. Если же обратиться к диаграмме диопсид—альбит—NaCl, то видно, что силикатный расплав, по составу отвечающий даже мезократовому габбро и содержащий $\approx 2\%$ NaCl, попадает в область однофазного состояния расплава. Поэтому хлор в таких породах может иметь магматическое проис-

хождение и тем самым отпадает необходимость в привлечении хлоридных водных растворов для объяснения его присутствия в них.

Другой очень важной и интересной проблемой является вопрос образования хибинских апатито-нефелиновых руд. Как известно, вокруг этой проблемы идут большие споры и суждения высказываются диаметрально противоположные. Одни исследователи придерживаются магматического генезиса, другие — рассматривают этот процесс с метасоматических позиций, используя при этом реакции в водных растворах (Иванова, 1963). Такое обстоятельство объясняется тем, что решение этого вопроса только геологическими методами невозможно. По нашему представлению, история их образования может быть разработана при сочета-

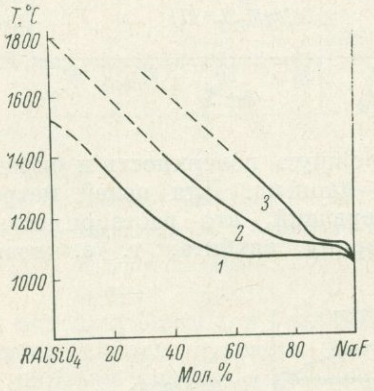


Рис. 8. Система Nf—NaF.

1 — $NaAlSiO_4$—NaF;
2 — $KAlSiO_4$—NaF;
3 — $CsAlSiO_4$—NaF.

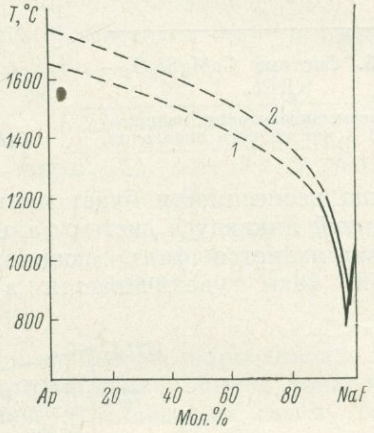


Рис. 9. Система Ap—NaF.

1 — $Ca_{10}P_6O_{24}F_2$—NaF;
2 — $Sr_{10}P_6O_{24}F_2$—NaF.

нии методов геологических с экспериментальным моделированием условий, при которых они могли возникнуть.

Нами неоднократно высказывалось предположение, что образование апатито-нефелиновых месторождений вызвано процессом ликвации огненно-жидкого расплава на фосфатную и силикатную составляющие. С целью доказательства указанных соображений нами совместно с Л. В. Делицыной начато изучение фазовых переходов в жидком состоянии в системе апатит—нефелин—эгирин—сфен—полевые шпаты—виллиомит и в ее частных разрезах. Учитывая, что для апатито-нефелиновых месторождений характерно присутствие виллиомита, было начато изучение частных псевдодвойных сечений с участием виллиомита в указанной выше поликомпонентной системе.

Фтор-апатиты Кукисвумчоррского месторождения представлены следующими главными молекулами (в %): $Ca_{10}P_6O_{24}F_2$ — 96.4, $Sr_{10}P_6O_{24}F_2$ — 2.7, $CeNaCa_8P_6O_{24}F_2$ — 0.4, $CeCa_9P_5SiO_{24}(OH)F$ — 0.5. В свою очередь нефелин соответствует составу $\approx 75\%$ $NaAlSiO_4 \approx 22\%$ $KAlSiO_4$ и $\approx 2\%$ SiO_2. Из приведенных данных следует, что сами фазы (минералы) природной системы являются поликомпонентными. Поэтому их использование в экспериментальных исследованиях не дало бы возможности установить с достаточной достоверностью факторы, влияющие на процесс расслоения в этой сложной системе. В связи с этим для определения вклада каждой из молекул в суммарную реакцию взаимодействия соли и расплава были синтезированы кальциевый и стронциевый фтор-апа-

титы (Ap), натриевый, калиевый и цезиевый нефелины (Nf). Затем было проведено изучение следующих систем:

$$Ap_{Ca}—NaF,\quad Ap_{Sr}—NaF,\quad Nf_{Na}—LiF,\quad Nf_{K}—LiF,\quad Ap_{Ca}—Nf_{Na},$$
$$Ap_{Ca}—Nf_{Na}—NaF,\quad Nf_{Na}—NaF,\quad Nf_{K}—NaF,\quad Nf_{Cs}—NaF.$$

В результате проведенных исследований выяснено, что присутствие в расплаве NaF вызывает образование сосуществующих в равновесии двух жидких фаз, резкое снижение линии ликвидуса в этих системах и что до 1200° отсутствует взаимодействие нефелина с апатитом.

Систематическим изучением систем нефелин—виллиомит установлено, что замена натрия в нефелине на калий и цезий приводит к повышению температуры ликвидусной кривой и значительному сужению поля двухфазного состояния расплава (рис. 8). Для натриевого нефелина линия ликвидуса от точки плавления нефелина (1526°) снижается до 1070°. В системах же апатит—виллиомит установлена полная взаимная растворимость компонентов с образованием эвтектик. При этом плавление эвтектики кальциевого апатита с NaF происходит при 770°, т. е. температура плавления этого апатита снижается от 1650° почти на 900°. В то же время эвтектика стронциевого апатита с NaF плавится при 830° и смещается к стороне NaF (рис. 9).

При изучении несмесимости в тройной системе апатит—нефелин—виллиомит в изотермическом разрезе при 1200° установлена широкая область сосуществования двух жидких фаз: алюмосиликатной и фторидно-фосфатной (рис. 10, *а*, *б*, *в*, *г*).

Алюмосиликатная жидкость вязкая, обычно скапливается на дне тигля, и тогда расплав распадается на два макрослоя. Фторидно-фосфатная жидкость подвижная, поднимается по стенкам тигля и покрывает силикатную жидкость. При наблюдении поведения расплава в микроскоп было замечено, что расслоение на две жидкости в этой системе также протекает с большой скоростью.

Результаты проведенных исследований дают возможность оценить реальность участия процессов ликвации в формировании апатито-нефелиновых руд. Если обратиться к тройной диаграмме и заменить в ней натриевый нефелин на калиевый ($KAlSiO_4$), то, учитывая положение ликвидусной линии на диаграмме $KAlSiO_4$—NaF, можно представить, что область двухфазного состояния в тройной системе значительно сократится. Этим фактом, вероятно, можно объяснить причину отсутствия крупных скоплений фосфатных руд в Сынырском щелочном массиве, представленном калийсодержащими породами (Зак и др., 1969), хотя среднее содержание в нем фосфора не уступает хибинскому. Причем характерно обогащение фосфором пород, где содержание натрия возрастает относительно калия, и пород, представленных меланократовыми разностями. Отсутствие данных по фтору не позволяет установить его корреляционные связи с фосфором.

Диаграмма апатит—виллиомит позволяет оценить возможность образования первичных кристаллов апатита. Это тем более важно, что в богатых рудах Хибин всегда встречается игольчатый апатит, который, по-видимому, выделялся первым в существенно фосфатном расплаве.

Для иллюстрации процесса ликвации в такой тройной системе был приготовлен ряд шихт из апатитового, нефелинового концентратов и реактивного фторида натрия, которые затем были проплавлены. Во всех случаях фиксировано образование двух жидких фаз: силикатной и фосфатно-фторидной. Объем этих фаз определялся составом шихты. Один из таких опытов описывается ниже. В данном случае смесь содержала апатитового и нефелинового концентратов по 30%, а виллиомита 40%. По 200 г тща-

тельно перетертой шихты были помещены в два специальных тигля и подвергнуты нагреванию при 1200° в течение 2 час. Затем один тигель с расплавом был вынут и закален в воде, а другой оставлен в печи и постепенно охлаждался в течение 14 час. вместе с остывающей печью.

После вскрытия закаленного тигля в нем было фиксировано образование двух слоев: нижний — стекло нефелинового состава, верхний — смесь кристаллических апатита и виллиомита. Причем в верхнем слое образовалась усадочная раковина и две ветвящиеся трещины (рис. 11), заполненные нефелиновым стеклом, перемешанным с апатитом и виллио-

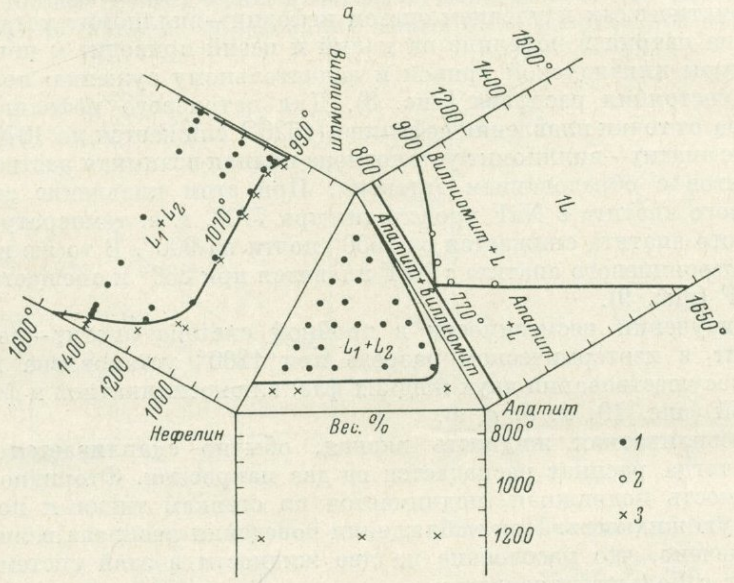


Рис. 10. Система апатит—нефелин—виллиомит.

а — система Ap—Nf—NaF: *1* — несмешивающиеся жидкие фазы; *2* — гомогенная жидкость; *3* — нет полного плавления.

митом. При вскрытии второго тигля установлено, что вся масса раскристаллизовалась. В нижней части тигля находился нефелин, сплошь проросший темноцветными минералами. Выше этого слоя располагался слой смеси нефелина, темноцветных минералов и апатита с виллиомитом. Далее над ним находился слой апатита с виллиомитом почти без нефелина. Соотношение слоев — 1 : 3 : 5 (снизу). Этот опыт и другие, подобные ему, свидетельствуют, что расплав, разделившийся на фосфатную и силикатную жидкости, при охлаждении не гомогенизируется и затвердевшие слои сохраняют пространственное положение, которое они заняли в момент еще жидкого состояния.

Кроме того, становится возможным объяснение пространственного положения богатых апатитом руд в Кукисвумчоррском апатито-нефелиновом месторождении, где они находятся в висячем боку рудного тела (Иванова, 1963, 1968). Такое их положение, вероятно, вызывается тем, что в жидком состоянии плотность силикатной жидкости была выше, чем газонасыщенной фторидно-фосфатной. Поэтому силикатный расплав, закристаллизовавшийся в виде пород ийолит-уртитового ряда, занял в геологическом разрезе свое положение в лежачем боку рудного тела.

Приведенные экспериментальные результаты как с синтезированными минералами, так и с природными образцами и структурно-текстурные особенности апатито-нефелиновых руд достаточно убедительно свидетель-

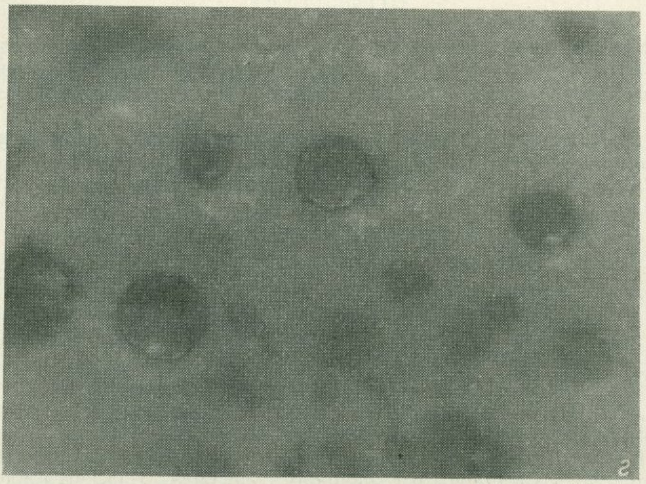


Рис. 10 (*продолжение*).

б — расслоение в системе состава Ap_{Ca} — 30%, Nf_{Na} — 30%, NaF — 40%; увел. 20. *в* — расслоение в системе Ap_{Ca} — 20%, Nf_{Na} — 30%, NaF — 50%; увел. 50. *г* — расслоение в системе состава Ap_{Ca} — 10%, Nf_{Na} — 10%, NaF — 80%; увел. 20. На рис. 10, *б—г* *темное* — силикатная и *светлое* — фторидно-фосфатная жидкость, 1200° С.

ствуют в пользу ликвационного их генезиса. Кроме того, используя экспериментальные данные о свойствах ликвирующих жидкостей можно найти объяснение накоплению рудного элемента в одной из фаз системы вплоть до образования промышленных месторождений. Примером чего могут служить те же Хибинские месторождения апатито-нефелиновых руд.

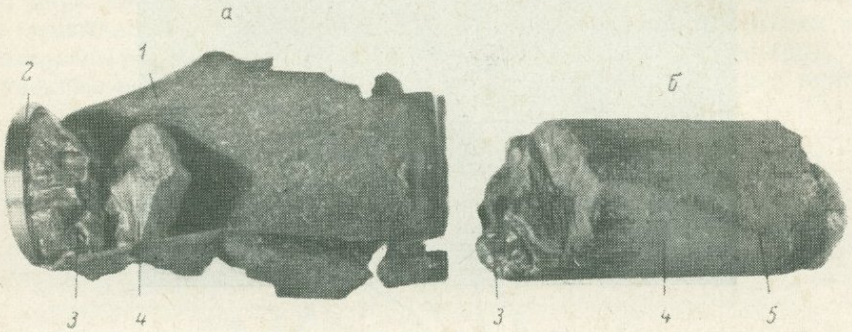


Рис. 11. Тигель (*а*) и продукт плавки, вынутый из тигля (*б*).

1 — раскрытый корпус тигля; *2* — днище тигля; *3* — нефелиновое стекло; *4* — смесь апатита с виллиомитом; *5* — жилка.

Такой процесс обогащения в общем случае будет регулироваться законами распределения вещества между двумя жидкими фазами и их паром.

В заключение необходимо подчеркнуть, что в природных условиях в случае распада магматического расплава на равновесные жидкие фазы в дальнейшем каждая из них вследствие необратимости геологических процессов будет кристаллизоваться в соответствии со своим составом. Поэтому очень мало надежд встретить в интрузивных породах в рафинированном виде проявления когда-то прошедшей в них ликвации, более вероятно обнаружить ее в специализированных магмах (фосфатных, титаномагнетитовых, хромитовых и др.) и, конечно, в эффузивах.

ЛИТЕРАТУРА

Бережной А. И. 1966. Ситаллы и фотоситаллы. Изд. «Машиностроение», М.

Годлевский М. Н. 1963. Фазовые равновесия в некоторых бинарных системах и их значение в теории рудообразования. Геология рудных месторождений, № 3.

Григорьев Д. П. 1935. Несмешивающиеся силикатные расплавы, близкие по составу к естественным горным породам. Зап. Всерос. минер. общ., ч. 64, вып. 1.

Григорьев Д. П., Е. В. Искюль. 1937. Дифференциация некоторых двух несмешивающихся жидкостей. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 1.

Делицын Л. М., Б. Н. Мелентьев. 1968. Система хлористый натрий—альбитовое стекло. ДАН СССР, т. 180, № 6.

Делицын Л. М., Б. Н. Мелентьев. 1970а. Система диопсид—галогениды щелочных металлов. Геохимия, № 8.

Делицын Л. М., Б. Н. Мелентьев. 1970б. Система фтористый натрий—альбитовое стекло. Изв. АН СССР, неорг. матер., № 7.

Ершова З. П., Я. И. Ольшанский. 1957. Равновесие несмешивающихся жидкостей в системах типа $MeO—SiO_2—MeF_2$. Геохимия, № 3.

Ершова З. П., Я. И. Ольшанский. 1958. Равновесие двух жидких фаз во фторсиликатных системах, содержащих щелочные металлы. Геохимия, № 2.

Зак С. И., А. С. Пак, В. Н. Горстка и др. 1969. Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива. Изд. «Наука», Л.

Иванова Т. Н. 1963. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. Госгеолтехиздат, М.

Иванова Т. Н. 1968. Апатитоносность Кольского полуострова. В кн.: Апатиты, изд. «Наука», М.

Когарко Л. Н. 1966. Физико-химический анализ парагенезисов криолита. Геохимия, № 11.
Когарко Л. Н. 1967. Область расслоения в расплавах системы Si, Al, Na, O, F. ДАН СССР, т. 176, № 4.
Когарко Л. Н., Л. Д. Кригман, Н. С. Шарудило. 1968. Экспериментальные исследования влияния щелочности силикатных расплавов на отделение фтора в газовую фазу. Геохимия, № 8.
Мархинин Е. К. 1967. Роль вулканизма в формировании земной коры. Изд. «Наука», М.
Мелентьев Г. Б. 1965. Альбит-лепидолитовый тип гранитных пегматитов — перспективный источник комплексного редкометального сырья. В кн.: Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов, изд. «Наука», М.
Мелентьев Г. Б. 1968. Лепидолит-альбитовые пегматиты и некоторые аспекты их генезиса. Тезисы Юбил. конфер. молодых ученых г. Москвы, вып. III, М.
Мелентьев Б. Н., Л. М. Делицын, Г. Б. Мелентьев. 1967. Система альбитовое стекло—Lif. ДАН СССР, т. 175, № 1.
Мелентьев Б. Н., Л. М. Делицын. 1969. Проблема ликвации в магме. ДАН СССР, т. 186, № 1.
Николаев В. А. 1944. О процессе отделения летучих соединений магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
Николаев В. А. 1945. Диаграммы равновесия бинарных систем типа силикат—вода. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 74, № 2.
Ольшанский Я. И. 1957. Равновесие двух жидких фаз в простейших фторсиликатных системах. ДАН СССР, т. 114, № 6.
Семенченко В. В., Е. А. Давидовская. 1934. ЖОХ, т. IV (LXVI), вып. 5.
Соколов Г. А., Д. И. Павлов. 1966. О хлорной специализации рудоносного габбро-альбититового интрузивного комплекса. Геология рудных месторождений, т. VIII, № 1.
Рашин Г. А. 1961. О шаровых образованиях ликвационного типа в силикатных камнях. Тр. Сев.-Кавк. горно-металлург. инст., геол. и горн. дело, вып. 16.
Рябчиков И. Д. 1963. Экспериментальное изучение распределения щелочных элементов между несмешивающимися силикатными и хлоридными расплавами. ДАН СССР, т. 149, № 5.
Шерер Дж. Ф., Х. С. Йодер. (мл.). 1963. Природа остаточных жидкостей при кристаллизации и данные по системе нефелин—диопсид—кремнезем. В кн.: Вопросы теоретич. и эксперимент. петрологии, Изд. ИЛ, М.
Филипович В. Н. 1967. Теоретическая схема процесса ликвации в растворах и стеклах. Изв. АН СССР, неорг. матер., т. III, № 6.

Coster van Groos A. F., P. J. Wyllie. 1965. The system $NaALSi_3O_8$—NaCl—H_2O at 1 kb pressure. Trans. Amer. Geophis. Union, v. 46, № 1.
Coster van Groos A. F., P. J. Wyllie. 1968. Melting relationships in the system $NaALSi_3O_8$—NaF—H_2O to 4 kilobars pressure. J. Geol., v. 76, № 1.

Ю. П. Мельник, В. Л. Оноприенко, М. А. Ярощук

ТЕРМОДИНАМИКА МЕТАМОРФИЗМА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД УКРАИНСКОГО ЩИТА

В стратиграфическом разрезе докембрия Украинского щита довольно часто встречаются ультраосновные породы — дуниты, перидотиты, пироксениты, вулканические туфы и эффузивы. Эти породы в той или иной степени метаморфизованы и характеризуются чрезвычайным разнообразием состава, частой сменой минеральных ассоциаций на небольших расстояниях, сложной и пестрой зональностью. Нередко метаморфизованные ультраосновные породы не содержат даже реликтов первичных минералов. Поэтому во многих случаях трудно восстановить особенности метаморфизма ультраосновных пород, в частности, определить температурные пределы, объяснить разнообразие минеральных ассоциаций и образование зональности.

Парагенетический анализ ультраосновных пород Украинского щита по методу Д. С. Коржинского (1957) был впервые проведен И. С. Усенко

(1960). На основании этих исследований им выделены метаморфические минеральные фации метаультрабазитов.

Нами сделана попытка применить методы химической термодинамики для анализа процессов метаморфической гидратации и карбонатизации некоторых ультраосновных докембрийских пород Украинского щита. При выборе геологических объектов мы ограничились сравнительно хорошо изученными ортопородами из районов развития железисто-кремнистых формаций, а также ультраосновными породами, залегающими среди метаморфизованных и гранитизированных комплексов пород амфиболитовой и гранулитовой фаций. Изменения пород дайковых комплексов здесь не рассматриваются, хотя общие выводы могут быть распространены и на них.

Метаморфизм ультраосновных пород всегда происходил, по-видимому, при более низких температурах, чем кристаллизация магматического расплава, под воздействием растворов различного происхождения. Поэтому нами для общей характеристики всего комплекса процессов их изменения условно используется общий термин «гидротермальный метаморфизм».

Основой работы является термодинамическое исследование устойчивости при метаморфизме основных минеральных ассоциаций первичных ультраосновных пород: форстерит (дунит), форстерит+энстатит и форстерит+диопсид (перидотит) под воздействием флюидов с разными соотношениями $CO_2 : H_2O$ при переменных температуре и общем давлении.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Рассматриваемые метаморфизованные ультраосновные породы Украинского щита по геологическому положению, характеру метаморфических изменений и минеральным парагенезисам можно объединить в две большие группы. Такое объединение схематично, так как условия залегания ультраосновных пород во многих случаях изучены недостаточно.

В первую группу могут быть отнесены ультраосновные породы Кривого Рога, Конкского, Верховцевского, Правобережного, Орехово-Павлоградского, Белозерского, Никопольского районов, Веселых Тернов и Девладово, залегающие среди комплексов метаморфизованных осадочных пород. Ультраосновные породы этих районов связаны с докембрийской железисто-кремнистой формацией и обычно занимают определенное стратиграфическое положение в ее низах, слагая выдержанные пластовые горизонты. В разрезах ультраосновные породы чередуются с филлитами, железисто-кремнистыми породами и конгломератами.

Метаморфизованные ультрабазиты представлены породами с переменным содержанием оливина, пироксенов, амфиболов, хлоритов, серпентина, карбонатов и талька, причем тальк в них нередко преобладает, поэтому все разновидности пород объединяются под названием талькового горизонта.

В распределении разновидностей пород обычны частые чередования и взаимные переходы на коротких расстояниях как по простиранию, так и в разрезе. Нередко отмечались переходы от серпентинитов через серпентин-карбонатно-тальковые породы к тальк-магнезитам, а также развитие зонок отталкования и амфиболизации в контактах серпентинитов с гранитоидами.

Оливин и пироксен в породах талькового горизонта представляют собой реликтовые метастабильные минералы, которые замещаются серпентином, реже тальком и амфиболом с карбонатами. Основную массу пород слагает мелкочешуйчатый тальк или хлорит, которые развиты без следов взаимного замещения. Нередко отмечалось замещение серпентина тальком и карбонатами в участках перехода от серпентинитов к тальк-магнезитовым породам.

Амфибол, представленный мелкочешуйчатым тремолитом, актинолитом или жедритом, слагает скопления в карбонатно-тальковых породах и является здесь наиболее поздним минералом.

Согласно представлениям А. П. Никольского (1952), В. Н. Котляра (1952), Ю. Ир. Половинкиной (1955), Н. П. Семененко и др. (1956, 1959), ультраосновные породы первой группы представляют собой амфиболизированные пироксениты, серпетинизированные дуниты и перидотиты, а чаще всего эффузивно-туфогенные образования, современный облик которых объясняется серпентинизацией порфировых вкрапленников оливина и пироксенов и девитрификацией их стекловатого базиса с развитием серпентина, хлорита, талька или амфибола.

Согласно И. С. Усенко (1960), породы рассмотренных районов изменены в условиях тальковой и серпентиновой фаций.

Во вторую группу могут быть отнесены ультраосновные породы Приазовья, Побужья и района Володарских магнитных аномалий, залегающие в древних архейских комплексах пород, метаморфизованных и гранитизированных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Эти ультраосновные породы образуют протяженные линзовидные залежи неясного стратиграфического положения среди чарнокитов и гранитоидов, либо дифференцированные магматические тела, приуроченные к разломным зонам.

Ультрабазиты чаще всего представлены амфиболизированными пироксенитами, горнблендитами, актинолититами, тремолититами и хлоритизированными, серпентинизированными и биотитизированными разностями этих пород. Менее распространены серпентинизированные, оталькованные и амфиболизированные перидотиты и дуниты. В расположении разновидностей ультраосновных пород этой группы обычно наблюдается определенная зональность, заключающаяся в следующем: в центре залегают перидотиты или пироксениты (реже дуниты), в той или иной степени серпентинизированные, в направлении контакта с гранитоидами они сменяются массивными амфиболитами, затем сланцеватыми амфиболитами, в отдельных участках оталькованными, хлоритизированными или биотитизированными. Различного состава амфиболиты могут слагать также самостоятельные линзовидные залежи среди гранитоидов.

В Побужье встречаются также мощные тела серпентинитов, почти не содержащих реликтов магматических пород. Отличием этих серпентинитовых тел является отсутствие вокруг них зон амфиболизации; лишь в отдельных случаях в контакте с жилами аплито-пегматоидных гранитов серпентиниты оталькованы.

В породах второй группы развиты реликтовые оливины и пироксены, которые замещаются амфиболом и серпентином, причем серпентин развивается преимущественно по оливину. Амфиболы либо слагают всю массу породы в сланцеватых разностях из зон амфиболизации и представлены актинолитом, тремолитом, роговой обманкой, реже антофиллитом, либо псевдоморфно замещают пироксены в массивных амфиболизированных породах. Тальк развит ограниченно, обычно слагает небольшие участки в периферических частях зон амфиболизации, либо вдоль трещин в ультраосновных породах. Карбонаты также имеют ограниченное развитие и чаще всего появляются в парагенезисе с тальком в участках оталькования серпентинитов.

Согласно представлению И. С. Усенко (1958, 1960), ультраосновные породы Приазовья и Побужья предствляют собой межпластовые интрузивные залежи либо покровы, формировавшиеся в геосинклинальной обстановке и метаморфизованные в энстатитовой и амфиболитовой фациях совместно с осадочной геосинклинальной толщей, в которую они внедрились на начальных этапах развития геосинклинали.

Методика термодинамических расчетов и обоснование выбора термодинамических констант породообразующих минералов рассмотрены нами ранее (Мельник, 1970а; Мельник, Ярощук, 1970а). Следует отметить, что рассчитанные $P—T$ кривые и диаграммы справедливы только для магнезиальных и кальций-магнезиальных ультраосновных пород, влияние примесей FeO, Al_2O_3 и др. на равновесия не учитывалось. Во всех построениях также предполагалось, что в породах достигается механическое равновесие и давление на твердые фазы P_s равно давлению флюида P_f в межзерновом пространстве.

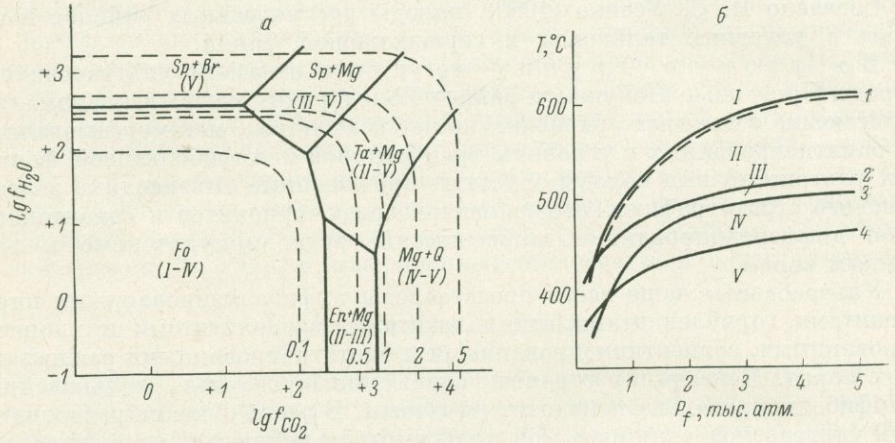


Рис. 1. Изотермическое сечение (427° С) диаграммы устойчивости форстерита и продуктов его изменения (*а*) и кривые $P—T$ моновариантных и бивариантных равновесий (*б*).

Пунктирными линиями на рис. 1, *а* показаны изобары общего флюидного давления ($P_f = P_{H_2O} + P_{CO_2}$), тыс. атм. *1* — Fo + En + Mg и Fo + En + Mg + Ta (*пунктир*); *2* — Fo+Ta+Sp+Mg; *3* — En+Mg+Q и En+Ta+Mg+Q (*кривые совпадают*); *4* — Fo+Sp+Br и Fo+Sp+Br+Mg (*кривые совпадают*). *Римские цифры* — поля устойчивости тривариантных равновесных ассоциаций (в каждом $P—T$ поле возможно существование нескольких ассоциаций в зависимости от состава флюида).

Устойчивость форстерита. Рассмотрим минеральные преобразования в горной породе, сложенной чистым форстеритом (дунит), под воздействием гидротермального флюида с различным содержанием воды и углекислоты. На рис. 1, *а* представлено одно из изотермических сечений (700° К = 427° С) общей диаграммы утойчивости форстерита и продуктов его изменения в координатах температура—состав флюида (выражен через $\lg f_{H_2O}$ и $\lg f_{CO_2}$).[1] Из диаграммы видно, что, если в породу поступает флюид под постоянным давлением, например, 2 тыс. атм., то форстерит при 427° неустойчив, а состав продуктов изменения определяется только соотношением H_2O и CO_2 во флюидной фазе.

Под воздействием водных флюидов с незначительным содержанием углекислоты форстерит преобразуется в смесь серпентина и брусита:

$$2Mg_2SiO_4 + 3H_2O = Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + Mg(OH)_2. \qquad (1)$$

Состав флюида можно определить непосредственно из диаграммы. Тривариантное равновесие серпентин+брусит при P_f=2000 атм.=

[1] Для всех диаграмм приняты следующие условные обозначения минералов: Fo — форстерит, En — энстатит, Di — диопсид, An — антофиллит, Tr — тремолит, Ta — тальк, Sp — серпентин, Br — брусит, Ca — кальцит, Do — доломит, Mg — магнезит, Q — кварц.

$=\text{const}$ имеет место при $\lg f_{H_2O} > 2.68$ и $\lg f_{CO_2} < 1.5$, что отвечает $f_{H_2O} > 475$ атм. и $f_{CO_2} < 32$ атм. Для перехода к парциальным давлениям или мольным долям необходимо летучести (f) разделить на коэффициенты летучести соответствующих компонентов (γ). При 427° и 2000 атм. $\gamma_{H_2O} = 0.24$ и $\gamma_{CO_2} \approx 1.7$, следовательно, $P_{H_2O} > 1980$ атм. и $P_{CO_2} < 20$ атм. или $P_{H_2O} > 0.99P_f$. Очевидно, что при заданных условиях реакция (1) должна идти необратимо вправо до тех пор, пока поступает флюид.

Повышение содержания CO_2 во флюиде ведет к замещению брусита магнезитом:

$$Mg(OH)_2 + CO_2 = MgCO_3 + H_2O \qquad (2)$$

Бивариантное равновесие серпентин+брусит+магнезит фиксирует флюид состава $P_{H_2O}=0.99P_f$, а ассоциация серпентин+магнезит находится в равновесии (тривариантном) с флюидом, состав которого может изменяться от $P_{H_2O} < 0.99P_f$ до $P_{H_2O} > 0.79\ P_f$. Если флюид такого состава воздействует на исходный форстерит, то должен происходить необратимый процесс замещения:

$$2Mg_2SiO_4 + 2H_2O + CO_2 = Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + MgCO_3. \qquad (3)$$

Дальнейшее повышение содержания углекислоты ведет к разложению серпентина:

$$2Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3CO_2 = Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 3MgCO_3 + H_2O. \qquad (4)$$

Ассоциация серпентин+тальк+магнезит находится в равновесии (бивариантном) с флюидом состава $P_{H_2O}=0.79P_f$, а ассоциация тальк+магнезит — с флюидом, состав которого может изменяться от $P_{H_2O} < 0.79\ P_f$ до $P_{H_2O} > 0.09P_f$. Под воздействием флюида такого состава возможна и необратимая реакция

$$4MgSiO_4 + 5CO_2 + H_2O = Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 5MgCO_3. \qquad (5)$$

И, наконец, в существенно углекислых флюидах ($P_{H_2O} < 0.09\ P_f$) разлагается и тальк:

$$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 3CO_2 = 3MgCO_3 + 4SiO_2 + H_2O. \qquad (6)$$

Непосредственное замещение форстерита в углекислых флюидах ассоциацией магнезит+кварц носит метастабильный характер. Равновесный и обратимый процесс должен идти стадийно:

$$Mg_2SiO_4 + CO_2 = MgSiO_3 + MgCO_3, \qquad (7)$$

$$MgSiO_3 + CO_2 = MgCO_3 + SiO_2. \qquad (8)$$

В итоге при гидротермальном метаморфизме дунита возможно возникновение в изобарно-изотермических условиях (в данном случае при $T < 440°$ С) чрезвычайно пестрой зональности только за счет изменения состава ($P_{H_2O} : P_{CO_2}$) флюида. Характер зональности и последовательность смены минеральных ассоциаций видны непосредственно из диаграммы. Мозаичное или локальное равновесие (Томпсон, 1961), свойственное изменённым магматическим породам, и наличие реликтовых метастабильных первичных минералов в участках затрудненной циркуляции растворов еще больше усложняют зональность.

Представляет интерес рассмотрение последовательности метаморфических реакций гидратации и карбонатизации дунита при постепенном понижении температуры (рис. 1, *б*). Если предположить, что условия мета-

морфизма сохраняются изобарными, например, $P_f = P_{H_2O} + P_{CO_2} = 2$ тыс. атм., то оказывается, что при любом составе флюида выше 560° устойчив форстерит. Ниже этой температуры становится возможной реакция карбонатизации (7) с образованием ассоциации энстатит+магнезит (кривая *1*). Равновесная температура 560° отвечает флюиду с весьма низкой летучестью воды. Некоторое повышение содержания воды во флюиде (до $P_{H_2O} = 0.05\ P_f$) снижает температуру равновесия реакции (7) до 555°. Следовательно, бивариантное равновесие форстерит+энстатит+магнезит при $P_f = 2$ тыс. атм. возможно в интервале 560—555° при P_{H_2O} не свыше $0.05\ P_f$.

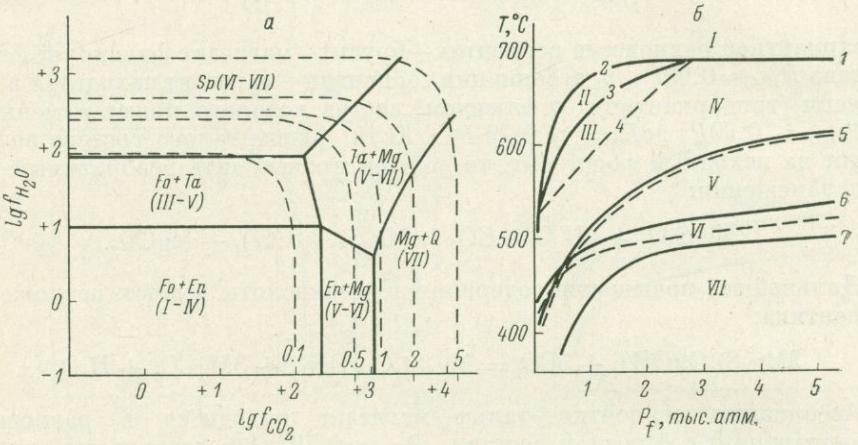


Рис. 2. Изотермическое сечение (427° С) диаграммы устойчивости ассоциации форстерит+энстатит (мольное соотношение 1 : 1) и продуктов ее изменения и кривые $P-T$ моновариантных и бивариантных равновесий.

1 — Fo+En+Ta ($P = P_{H_2O}$); *2* — Fo+En+An ($P = P_{H_2O}$); *3* — Fo+An+Ta ($P = PH_2O$); *4* — твердофазовый распад An=En+Ta; *5* — Fo+En+Mg и Fo+En+Mg+Ta (*пунктир*); *6* — Fo+Ta+Sp и Fo+Ta+Sp+Mg (*пунктир*); *7* — En+Mg+Q и En+Mg+Ta+Q (*кривые совпадают*).

При повышении P_{H_2O} становится возможной реакция (5) или реакция

$$4MgSiO_3 + H_2O + CO_2 = Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + MgCO_3. \qquad (9)$$

Моновариантное равновесие форстерит+энстатит+тальк+магнезит фиксирует температуру 555° и $P_{H_2O} = 0.05\ P_f$.

Бивариантное равновесие форстерит+тальк+магнезит возможно в интервале температур 555—500° при соответствующем изменении P_{H_2O} от $0.05\ P_f$ до $0.45\ P_f$.

При 500° и $P_{H_2O} = 0.45\ P_f$ образуется серпентин как за счет форстерита по реакции (3), так и за счет талька по реакции (4), причем данные значения T и P_{H_2O} отвечают моновариантному равновесию форстерит+тальк+серпентин+магнезит (кривая *2*). Бивариантное равновесие форстерит+серпентин+магнезит возможно в интервале температур 500—440° и P_{H_2O} от $0.45\ P_f$ до $0.09\ P_f$.

При 440° и $P_{H_2O} = 0.99\ P_f$ возникает брусит по реакциям (1) или (2). Эти параметры отвечают моновариантному равновесию форстерит+серпентин+магнезит+брусит и бивариантному равновесию форстерит+серпентин+брусит (кривая *4*).

Таким образом, постепенное изменение состава гидротермального флюида от существенно углекислого до существенно водного понижает нижний температурный предел устойчивости форстерита с 560 до 440°

при фиксированном давлении $P_s = P_f = 2$ тыс. атм. Изменение общего флюидного давления несколько изменит приведенные значения T, но установленные закономерности должны сохраниться.

Устойчивость ассоциации форстерит+пироксен. Ассоциации форстерит+энстатит и форстерит+диопсид типичны для перидотитов. Результаты термодинамического анализа устойчивости этих ассоциаций и продуктов их изменения при метаморфизме приведены на рис. 2 и 3. Методика построения и анализа диаграмм совершенно аналогична диаграмме форстерита. Мы лишены возможности

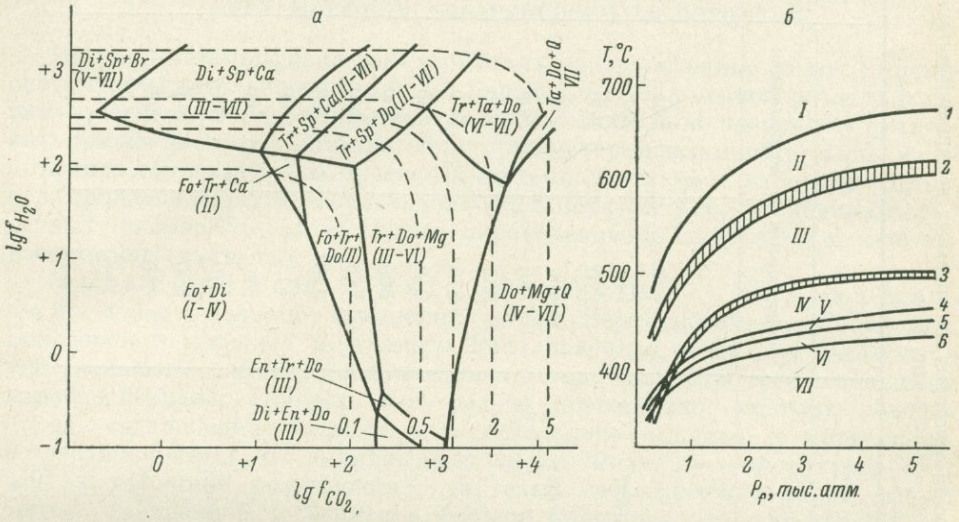


Рис. 3. Изотермическое сечение (427° С) диаграммы устойчивости ассоциации форстерит+диопсид (мольное соотношение 1 : 1) и продуктов ее изменения и кривые $P-T$ моновариантных и бивариантных равновесий.

1 — Fo+Di+Tr+Do+Ca; *2* — Fo+Di+Tr+Sp+Ca, Fo+Tr+Sp+Do+Ca, Fo+Tr+Sp+Do+Mg, Fo+En+Tr+Do+Mg, Fo+Di+En+Tr+Do и Fo+Di+En+Do (*кривые расположены очень близко*); *3* — Di+En+Do+Q и Di+En+Tr+Do+Q (*верхняя кривая*), En+Do+Mg+Q и En+Tr+Do+Mg+Q (*нижняя кривая*); *4* — Fo+Di+Sp+Br и Fo+Di+Sp+Br+Ca (*кривые совпадают*); *5* — Tr+Ta+Do+Mg; *6* — Tr+Ta+Do+Mg+Q.

привести здесь и детально рассмотреть все равновесия, поскольку их число составляет несколько десятков. Однако такой анализ несложно сделать непосредственно при помощи диаграмм, на которых показаны поля равновесных ассоциаций, отвечающие триварианным равновесиям; границы (линии) между полями отвечают бивариантным равновесиям, а точки пересечения линий — моновариантным равновесиям; $P-T$ кривые отражают главным образом моновариантные равновесия.

При гидротермальном метаморфизме форстерит-диопсидовых пород в изобарно-изотермических условиях возможно образование еще более сложной зональности, включающей до 7 триминеральных ассоциаций (рис. 3, *а*).

Некоторые температурные пределы. Для определения температур метаморфизма наиболее важны моновариантные и бивариантные равновесия, частично рассмотренные выше. Однако некоторые минеральные ассоциации образуются в сравнительно узких температурных пределах и поэтому редко встречаются в природе. Поэтому целесообразно обобщить данные термодинамического анализа, определив там, где это возможно, температурные пределы устойчивости простых ассоциаций.

Наиболее четко устанавливаются верхние температурные пределы устойчивости, т. е. температуры (при фиксированном давлении), выше которых

Верхние ($T_{макс}$) и нижние ($T_{мин}$) температурные пределы устойчивости некоторых минеральных ассоциаций метаморфизованных ультраосновных пород при $P_в = P_f = 2$ тыс. атм.

Минеральные ассоциации			T, °C		Номера рисунков и полей устойчивости (в скобках)
основной минерал	обязательная ассоциация	возможная ассоциация *	максимальная	минимальная	
Тремолит	Форстерит	Диопсид, доломит, кальцит	620	555	3 (II)
	Энстатит	(Форстерит), диопсид, доломит, магнезит	570	480	3 (III)
	Серпентин	(Форстерит), диопсид, карбонаты	570	< 300	3 (III—VII)
	Кварц	(Диопсид), (энстатит), доломит, магнезит	480	< 300	3 (IV—VI)
	Тальк	Серпентин, доломит, магнезит, кварц	430	< 300	3 (VI—VII)
Антофиллит	Форстерит	(Энстатит), тальк, тремолит (?)	685	640	2 (II—III)
Тальк	Форстерит	(Антофиллит), энстатит	675	560	2 (III—IV)
	Энстатит	(Форстерит), магнезит	640	480	2 (IV—VI)
	Серпентин	(Форстерит), магнезит	500	< 300	1 (III—V)
	Магнезит+кварц	(Энстатит)	480	< 300	1 (IV—V), 2 (VII)
	Доломит	Тремолит, серпентин, магнезит, кварц	430	< 300	3 (VI—VII)
	Доломит+кварц	Тремолит, магнезит	415	< 300	3 (VII)
Серпентин	Форстерит	Диопсид, тремолит, тальк, карбонаты	570	440	1 (III—V), 3 (III—VII)
	Кальцит	(Форстерит), диопсид, тремолит, доломит	570	< 300	3 (III—VII)
	Магнезит	(Форстерит), тальк	500	< 300	1 (III—V)
	Брусит	(Форстерит), диопсид, магнезит, кальцит	440	< 300	1 (V), 3 (V—VII)

* В скобки заключены минералы, устойчивые только при $T_{макс}$.

рассматриваемый минерал или ассоциация не могут существовать в равновесии с флюидом любого состава. Очевидно, что такие температуры отвечают в некоторых случаях определенному (экстремальному) составу флюида и при его изменении должны снижаться.

Приведенные в таблице температурные пределы устойчивости справедливы для измененных пород дунитового и перидотитового состава при общем давлении $P_s = P_f = P_{H_2O} + P_{CO_2} = 2000$ атм. Для других давлений соответствующие температуры можно найти непосредственно из диаграмм.

МЕТАМОРФИЗМ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

История метаморфизма докембрийских ультраосновных пород Украинского щита длительная и сложная. Рассмотренные в первом разделе условия залегания пород и взаимоотношения минералов позволяют установить только некоторые этапы этой истории, а термодинамический анализ — выяснить температурные пределы выделенных этапов и характер растворов, производивших преобразования. Метаморфизм ультраосновных пород разных районов характеризуется определенными отличиями и поэтому рассмотрен отдельно.

Метаморфизм ультраосновных пород первой группы. В изменении пород Верховцевского, Конкского, Белозерского районов и Кривого Рога наиболее отчетливо выделяется этап серпентинизации, хлоритизации и отальковання, сопровождавшийся карбонатизацией. Процесс этот развит повсеместно, поэтому участки пород, содержащих реликты метастабильного оливина и пироксенов, встречаются редко, их наличие вряд ли указывает на температуры более 440°, и причиной сохранения реликтовых магматических пород может быть ограниченное поступление флюида (Мельник, Ярощук, 1970б).

Развитие серпентина, талька или хлорита, вероятно, происходило на одном этапе в близких температурных условиях, а распределение их зависело от исходного состава магматических пород, а также от состава флюидов.

Влияние состава пород особенно хорошо заметно в пикритовых базальтах, где порфировые вкрапленники оливина замещены серпентином, а более кислый по составу базис породы раскристаллизован с образованием хлорита или талька. Наличие серпентинизированных вкрапленников оливина в массе талька свидетельствует в общем об изохимическом процессе замещения в отношении Si, Mg, Fe. Однако в отдельных участках в Конкском районе наблюдался переход от серпентинитов через серпентин-карбонат-тальковые к карбонато-тальковым породам, связанный с привносом SiO_2. Вероятно, этот процесс шел также при близких температурных условиях, но сопровождался некоторым изменением состава флюида в сторону более углекислого. Возможность подобных переходов в изотермических условиях хорошо отражается диаграммами на рис. 1, *а* и 2, *а*. Из диаграмм видно, что при еще более углекислом составе флюида в изотермических условиях могут возникать карбонато-кварцевые породы — лиственпты. Отсутствие лиственитов среди пород тальковых горизонтов позволяет по диаграммам (рис. 1, *а*, 2, *а*, 3, *а*) конкретно ограничить состав метаморфизующих флюидов, который нигде не становился полностью углекислым ($P_{H_2O} > 0.09\,P_f$ или $P_{CO_2} < 0.91\,P_f$). Изменение состава флюидов могло происходить как в пространстве, так, вероятно, во времени, тогда стадия серпентинизации несколько предшествовала стадии отальковання, о чем свидетельствуют неоднократно наблюдавшиеся случаи замещения серпентина тальком с карбонатами.

В тех участках, где отальковапие серпентинитов происходило без выделения карбонатов, оно, вероятно, сопровождалось привносом SiO_2,

о чем свидетельствует приуроченность этих участков к контактам серпентинитов с кислыми интрузивными породами.

Этап серпентинизации и отальковання пород был сравнительно низкотемпературным. Возникающие на этом этапе ассоциации серпентина с карбонатами позволяют определить верхний температурный предел процесса равным 500°; ассоциация талька с магнезитом дает верхний температурный предел 480°; ассоциация талька с доломитом, наблюдавшаяся в этих породах, неустойчива выше 430°. Нижний температурный предел образования ассоциаций с тальком и серпентином четко не фиксируется, возможно, он находился в пределах 300—400°.

Процесс амфиболизации, наблюдавшийся в локальных участках карбонато-тальковых пород, иногда в контакте их с гранитоидами, очевидно, является наиболее поздним. Вероятно, он развивается преимущественно в участках пород, обогащенных кальцием (рис. 3, *а*). Температуры образования тремолита в ассоциации с карбонатами близки к температурам устойчивости тальково-карбонатных ассоциаций, что не дает основания выделять амфиболизацию пород тальковых горизонтов в отдельный температурный этап.

Метаморфизм ультраосновных пород второй группы. Ультраосновные породы Приазовья, Побужья и Володарского района, вероятно, пережили более длительную историю. В их преобразовании можно выделить два этапа — этап амфиболизации и этап более низкотемпературный, выразившийся в основном в серпентинизации, реже хлоритизации и позднем отальковании как амфиболизированных пород, так и перидотитов, дунитов и пироксенитов, не затронутых процессом предшествующей амфиболизации.

Этап амфиболизации отражает прогрессивный метаморфизм ультраосновных пород, вероятно, на ранних стадиях геосиклинали подвергавшихся зеленокаменному изменению. Процессы амфиболизации наиболее интенсивно развиты в пироксенитах и перидотитах, реже отмечаются в дунитах, что отражает зависимость развития амфиболов от основности состава исходных пород. Эта зависимость от состава проявлена также в развитии актинолита, тремолита, антофиллита или роговой обманки в зонах амфиболизации различных пород.

Процессы амфиболизации ультраосновных пород обычно развиты по периферии тел, в центре которых сохраняются ассоциации оливина с пироксенами; приурочены они также к трещинам и зонам смятия. Нацело амфиболизированные залежи ультраосновных пород наблюдаются реже. Вероятно, такое зональное распределение продуктов амфиболизации отражает привнос SiO_2, особенно при амфиболизации дунитов, т. е. указывает на то, что процесс не был изохимическим. Привнос SiO_2 осуществлялся в периферические зоны в связи с резким химическим неравновесием существенно магнезиальных пород (подобно породам карбонатным) с вмещающими осадочными породами более кислого состава. Привнос SiO_2 сопровождался также привносом щелочей, о чем свидетельствует преобладание среди амфиболов роговой обманки и развитие зонок биотитизации в периферических частях залежей ультраосновных пород. На этом этапе в центральных частях залежей, где привноса SiO_2 не было и амфибол по составу кристаллизоваться не мог, были устойчивы ассоциации оливина и ромбических пироксенов.

Из анализированных нами равновесий температурные пределы этапа амфиболизации лучше всего определяются устойчивостью антофиллита, так как температурный диапазон устойчивости чистого тремолита очень широк (Мельник, 1968). Верхний температурный предел устойчивости тремолита в бескарбонатных ассоциациях достигает 850—870°. Антофиллит в породах ультраосновного состава в ассоциации с форстеритом

устойчив до температуры 675—685°; в зонах же амфиболизации, где состав пород более кислый, он устойчив при более высоких температурах, достигающих 750—770°. Выше этих температур антофиллит замещается форстеритом с энстатитом; ниже $T \sim 675°$ антофиллит неустойчив в любой ассоциации и вытесняется тальком.

Этап серпентинизации, продукты которого наблюдаются в настоящее время, следует за этапом амфиболизации, но проявлен не повсеместно, а лишь в тех участках, где наблюдается приток диафторирующих растворов и породы по составу могут замещаться серпентином. Поэтому, как правило, серпентинизации подвергаются центральные части залежей, где сохранились участки пород дунитового или перидотитового состава. Термодинамический анализ устойчивости перидотитов позволяет объяснить часто наблюдавшееся явление серпентинизации форстерита при сохранности диопсида. Такие замещения начинаются только при умеренных температурах (440—560°, P_f= 2 тыс. атм.) и свидетельствуют о существенно водном составе флюида ($P_{H_2O} > 0.99P_f$). Замещение диопсида тремолитом при сохранности большей части форстерита встречается реже и отражает более широкий диапазон состава флюида (от $P_{H_2O} < 0.99\,P_f$ до $P_{H_2O} > 0.01\,P_f$).

Во внешних амфиболизированных частях залежей ультрабазитов серпентин изохимически развиваться не может и, вероятно, вытесняется своим более кислым низкотемпературным аналогом — тальком или хлоритом, что приводит к образованию хлоритизированных и оталькованных актинолититов, тремолититов, горнблендитов, наблюдавшихся в Приазовье, реже Побужье и Володарском районе. При этом участки оталькования, нередко сопровождающегося карбонатизацией, появляются в самой периферической зоне залежей ультраосновных пород, где развитию талька способствует привнос SiO_2. В Побужье также отмечено существование пород, по составу близких к лиственитам (Усенко, 1958), образование которых отражает условия углекислого метасоматоза (рис. 1, *а*, 2, *а*, 3, *а*).

Серпентин чаще всего наблюдается в ассоциации с бруситом, верхний температурный предел его развития в такой ассоциации 440° при P_f=2 тыс. атм.; реже он встречается в ассоциации с карбонатами и может развиваться при более высоких температурах (≈570°). Развитие талька в ассоциации с карбонатами дает верхний температурный предел ≈430° при P_f=2 тыс. атм. При этих температурах тремолит устойчив, поэтому зоны амфиболизированных пород при процессах серпентинизации, как правило, сохраняются.

В результате совокупности первого и второго этапов и образуется большинство зональных залежей ультраосновных пород, в центре которых залегают в разной степени серпентинизированные перидотиты и дуниты, а по периферии расположены амфиболизированные, участками оталькованные или хлоритизированные породы. Подобные тела ультраосновных пород наблюдались также на юге Орехово-Павлоградской полосы и на западе Правобережного района.

От вышеописанных зональных залежей ультраосновных пород несколько отличаются серпентиниты из района сел Капитановка—Люшневатое в Побужье (Усенко, 1958). Для них характерно значительно более интенсивное развитие серпентинизации, что приводит к почти полному уничтожению исходных магматических пород даже в центре залежей, а также нередко к отсутствию периферических зон амфиболизации. Лишь в контакте с жилами розовых аплито-пегматоидных гранитов в серпентинитах иногда появляется тальк в ассоциации с карбонатами. Вероятно, те серпентиниты, в которых отсутствуют периферические зоны амфиболизации, не испытывали силификации в контакте с вмещающими осадочными

породами в процессе их регионального метаформизма и гранитизации, поскольку были приурочены к более поздним разломным зонам с обильной циркуляцией сравнительно низкотемпературных растворов.

ЛИТЕРАТУРА

Коржинский Д. С. 1957. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, М.

Котляр В. Н. 1952. О происхождении пород талькового горизонта. ДАН СССР, т. 83, № 1.

Мельник Ю. П. 1968. Стійкість тремоліту при метаморфізміі метасоматозі. ДАН УССР, № 12.

Мельник Ю. П. 1969. К методике термодинамических расчетов метаморфических реакций. Геологический журнал, т. 29, № 4.

Мельник Ю. П., М. А. Ярощук. 1970а. Термодинамика метаморфизма карбонатных пород железисто-кремнистых формаций Украинского щита. Зап. Всесоюзн. минер. общ., вып. 99, № 1.

Мельник Ю. П., М. А. Ярощук. 1970б. О некоторых особенностях метаморфизма пород в условиях недостатка воды. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.

Никольский А. П. 1952. О тальковых сланцах и серпентинитах северной части Саксаганской полосы Криворожья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.

Половинкина Ю. Ир. 1955. Тальковые сланцы Кривого Рога, их генезис и стратиграфическое положение. Петрограф. сб., вып. 4, № 1.

Семененко Н. П. и др. 1956. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Изд. АН УССР, Киев.

Семененко Н. П. и др. 1959. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд. АН УССР, Киев.

Томпсон Дж. Б. 1961. Локальное равновесие в метасоматических процессах. В кн.: Геохимические исследования, Изд. ИЛ, М.

Усенко И. С. 1958. Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга. Изд. АН УССР, Киев.

Усенко И. С. 1960. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Изд. АН УССР, Киев.

Ю. В. Нагайцев

О ВЛИЯНИИ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ НА СОСТАВ ГРАНАТА И БИОТИТА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Выяснение влияния давления и температуры на характер распределения элементов между равновесно сосуществующими метаморфическими минералами имеет как чисто теоретическое (установление общей направленности изменения состава минералов с ростом метаморфизма, детализация петрологии и геохимии метаморфических процессов и т. д.), так и прикладное (построение геологических термометров и барометров на основе распределения, оценка перспективности пород на те или иные полезные ископаемые в зависимости от степени метаморфизма) значение. На основании имеющихся к настоящему времени данных нами рассматривается влияние давления и температуры на состав граната и биотита глиноземистых бедных кальцием метаморфических пород.

Среди факторов, влияющих на состав метаморфических минералов, в первую очередь следует выделить состав самой породы, затем температуру и общее давление при метаморфизме. Остальные факторы — давление H_2O и O_2, pH и Eh среды минералообразования — большей частью являются, видимо, функцией состава породы, температуры и общего давления, т. е. главных факторов метаморфизма.

Состав вмещающих пород наряду с T и $P_{общ}$ оказывает определяющее влияние на тип образующейся минеральной ассоциации и состав самих минералов. Чтобы снивелировать влияние состава породы на состав граната и биотита, во-первых, нами рассматриваются только глиноземистые

бедные кальцием (т. е. без кальциевых амфиболов и пироксенов) метаморфические породы и, во-вторых, преимущественно породы с одинаковой минеральной ассоциацией, кроме того, породы близкого химического состава, особенно с близкой железистостью. Последние критерии являются определяющими в случае выявления влияния температуры на состав минералов, поскольку в различных температурных интервалах устойчивыми будут разные критические минеральные ассоциации. В том случае, если в данных термодинамических условиях состав граната и биотита из различных ассоциаций оказывался близким, для статистической оценки изменения состава иногда объединялись данные по нескольким ассоциациям.

Оценка влияния температуры на состав минералов должна производиться для тех минеральных ассоциаций, которые образовались в близких или еще лучше в изодинамических условиях. Величину температуры можно оценивать по данным геотермометрии или по устойчивости той или иной минеральной ассоциации или отдельного минерала. Поскольку температуры, полученные с помощью различных геотермометров для одного и того же объекта, порой обнаруживают заметные расхождения (Engel, Engel, 1958), да и таких определений пока явно недостаточно, нами использовался второй метод, хотя на данном этапе он и является, видимо, менее точным.

Для сравнительной оценки величины давления при образовании метаморфических ассоциаций предпочтение отдавалось таким данным, которые подтверждаются полевыми геологическими наблюдениями, экспериментальными исследованиями и термодинамическими расчетами или качественными оценками. К ним в первую очередь относится положение границ полиморфных превращений андалузит—силлиманит и кианит—силлиманит. Первая направлена от тройной точки Al_2SiO_5 в область более высоких температур и меньших давлений, а вторая — в сторону повышения и температуры и давления. В пределах гранулитовой фации поле устойчивости силлиманита по величине давления можно подразделить на две части: область устойчивости ассоциаций с кордиеритом (низкие и средние давления) и область, где кордиерит неустойчив и разлагается с ростом давления на силлиманит и гиперстен.

ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ НА ЖЕЛЕЗИСТОСТЬ ГРАНАТА И БИОТИТА

Для оценки влияния давления использовались две примерно изотермальные серии (в дальнейшем они называются просто изотермальные), характеризующие разные температурные интервалы: первая — в пределах амфиболитовой фации, а вторая — в гранулитовой.

Изотермальная серия амфиболитовой фации характеризует температурную область устойчивости мусковита и разложения ставролита. Поскольку температура разложения этих минералов зависит от общего давления и давления H_2O, необходимо уточнить положение их высокотемпературной границы на PT-диаграмме.

Экспериментальное разложение ставролита по реакции Став+Му+ +Кв→Al_2SiO_5+Би+H_2O было осуществлено Г. Хошеком при P_{H_2O}= =2 кбара и температуре 575 ± 15 °С, при P_{H_2O}=5.5 кбара и температуре 675 ± ±15 °С (Hoschek, 1969).[1] Данные о температуре разложения при более вы-

[1] Здесь и в дальнейшем применяются следующие сокращенные названия: Аб — альбит, Анд — андалузит, Би — биотит, Ги — гиперстен, Гр — гранат, Ка — кальцит, Кв — кварц, Ки — кианит, Кор — кордиерит, К. шп — калиевый полевой шпат, Микр — микроклин, Мт — магнетит, Му — мусковит, Орт — ортоклаз, П — порода, $Пл_{13}$ — плагиоклаз и содержание в нем анортитового компонента, Рудн — рудные минералы, Сил — силлиманит, Став — ставролит, Хл — хлорит, Шп — шпинель, Эп — эпидот (цоизит).

соком давлении отсутствуют. На основании полевых геологических наблюдений установлено, что в андалузит-силлиманитовом типе метаморфизма ставролит исчезает с ростом температуры еще в поле устойчивости андалузита (Кориковский, 1967; Hietanen, 1961). В промежуточном типе низкого давления (по Миясиро) ставролит устойчив в поле силлиманита (Нагайцев, 1965; Wyckoff, 1952; Hietanen, 1961; Green, 1963, и др.). В кианит-силлиманитовом типе метаморфизма ставролит нередко встречается с силлиманитом (Неелов, 1957; Chinner, 1960). При дальнейшем возрастании давления ассоциация ставролита с силлиманитом, видимо, не встречается. Например, в Беломорье силлиманитовая зона отделяется от ставролитсодержащих пород кианитовой зоной без ставролита. Таким образом, имеющихся данных недостаточно, чтобы предполагать наличие температурного максимума на кривой разложения ставролита в поле устойчивости силлиманита, как это иногда допускается (Кориковский, 1969).

Обобщая данные по экспериментальному превращению мусковит—калиевый полевой шпат при $P_{общ}=P_{H_2O}$, А. Хиетанен (Hietanen, 1967) приходит к выводу о повышении температуры разложения мусковита с ростом давления. Иного мнения придерживается С. П. Кориковский (1969), считающий, что, видимо, при условии $P_{общ} > P_{H_2O}$ и $P_{H_2O}=$ $=$const граница равновесия $Му+Кв=Орт+Al_2SiO_5+H_2O$ имеет отрицательный наклон, возрастающий с ростом общего давления (с учетом отличий молекулярных объемов андалузита, силлиманита и кианита). Однако появление калиевого полевого шпата вместо мусковита в контактовых ореолах гранитоидных интрузий (Chinner, 1962; Best, Weiss, 1964, и др.) при температурах, вряд ли значительно превышающих 500—550°С, не подтверждает этого мнения: при низком значении общего давления, вероятнее всего, кривая разложения мусковита имеет положительный наклон. Это видно и из следующих расчетов.

Положение кривой разложения мусковита

$$Му + Кв = Орт + Al_2SiO_5 + H_2O$$

зависит от T, $P_{общ}$, P_{H_2O} и состава мусковита и калиевого полевого шпата. Если брать составы минералов, отвечающие их стандартным формулам, то наклон кривой разложения мусковита при условии равновесия определяется из уравнения Клаузиса-Клайперона

$$dT/dp = \Delta V/\Delta S,$$

где ΔV и ΔS — соответственно разница молекулярных объемов и энтропий конечных и начальных продуктов реакции. В общем случае, когда $P_{общ.} \neq P_{H_2O}$, наклон данной кривой будет определяться уравнением [2]

$$\frac{dT}{dP_{общ}} = \frac{[V_{Орт} + V_{Al_2SiO_5} + V_{H_2O}(dP_{H_2O}/dP_{общ})] - (V_{Му} + V_{Кв})}{(S_{Орт} + S_{Al_2SiO_5} + S_{H_2O}) - (S_{Му} + S_{Кв})}.$$

1. При условии $P_{H_2O}=$const и $dP_{H_2O}=0$ наклон кривой будет определяться только разностью объемов твердофазных реагентов реакции (и разностью энтропий). Поскольку изменение молекулярных объемов минералов в твердом состоянии с температурой и давлением весьма незначительно и тем более незначительно при одновременном повышении и температуры и давления, при вычислении их разности объемов можно использовать

[2] При равенстве изобарно-изотермических потенциалов правой и левой частей реакции (условие равновесия) и изохимичности ее протекания справедливо следующее равенство: $(V_{Му} + V_{Кв})\,dP_{общ} - (S_{Му} + S_{Кв})\,dT = (V_{Орт} + V_{Al_2SiO_5})\,dP_{общ} + V_{H_2O} \times$ $\times dP_{H_2O} - (S_{Орт} + S_{Al_2SiO_5} + S_{H_2O})\,dT$, откуда можно получить $dT/dP_{общ}$.

данные для стандартного состояния (Карпов и др., 1968). Энтропия минералов рассчитывалась для температуры 500 и 600°С (Карпов и др., 1968); энтропия H_2O рассчитывалась для газообразного и жидкого состояний (наклон кривых в расчете на жидкое состояние воды приводится в скобках), так как энтропия флюида имеет, видимо, промежуточное значение между этими состояниями. При 500° наклон кривой разложения мусковита dT/dP в поле устойчивости андалузита, силлиманита и кианита соответственно составляет: —2(—4); —3(—6) и —7 (—16) градусов на 1 кбар; при 600° соответственно —3 (—6); —4(—8) и —8.5(—19) градусов на 1 кбар.

2. При условии $P_{H_2O} = 0.5P_{общ}$ и $dP_{H_2O} = 0.5dP_{общ}$ необходимо принимать в расчет и молекулярный объем воды. Объем 1 моля воды при давлении 2, 5 и 8 кбар при 500° составляет 26.1, 20.7 и 18.8 см^3 соответственно, а при 600° — 30.6, 22.3 и 19.8 см ^{3} (Wayne Burnham a. oth., 1969). В этом случае наклон кривой dT/dP будет следующий: при 500° соответственно в поле андалузита, силлиманита и кианита +6(+13), +3.5(+7) и —0.8(—1.8) градусов на 1 кбар; при 600° соответственно +7.5(+15), +3.5(+7) и —1.3(—3) градусов на 1 кбар.

3. При условии $P_{H_2O} = P_{общ}$ и $dP_{H_2O} = dP_{общ}$ наклон кривой dT/dP при 500° в поле устойчивости андалузита, силлиманита и кианита составляет соответственно +15(+30), +10(+21) и +5.6(+12.5) градусов на 1 кбар, а при 600° соответственно +18(+36), +11(+23) и +6(+13) градусов на 1 кбар.

Поскольку величина P_{H_2O} буферируется минеральной ассоциацией, при температурах амфиболитовой фации в поле устойчивости биотита и мусковита, вероятно, можно допустить, что $P_{H_2O} \approx 0.5P_{общ}$ (Соболев и др., 1966). В этом случае при низком значении общего давления (в поле устойчивости андалузита) кривая разложения мусковита на PT-диаграмме, вероятнее всего, будет иметь наклон +(8—10)°, в поле устойчивости силлиманита +(4—5)°, а в поле устойчивости кианита —(1—2)° на 1 кбар, т. е. при высоком общем давлении кривая меняет знак наклона с «плюса» на «минус».

Исходя из перечисленных данных по устойчивости ставролита и мусковита, была отобрана примерно изотермальная серия (в пределах амфиболитовой фации) минеральных парагенезисов, образующихся при различном значении общего давления. Железистость $f = \frac{FeO \cdot 100}{FeO + Mg}$ мол. % пород и минералов этой серии представлена в табл. 1.

Первая группа ассоциаций характеризует по величине давления андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма А. Миясиро (Miyashiro, 1961) — пиренейский тип А. Хиетанен (Hietanen, 1967). Из ассоциаций этой группы по-видимому, наименьшему общему давлению отвечает метаморфизм удоканской серии Восточной Сибири (Кориковский, 1967), поскольку разложение ставролита с повышением метаморфизма происходит задолго до появления силлиманита (андалузит-ставролитовая зона, по автору, отделена от силлиманитовой достаточно широкой андалузит-кордиеритовой зоной, в которой ставролит не встречается). Формирование ассоциаций силлиманит-мусковитовой зоны ладожской формации (Лебедев, 1964; Нагайцев, 1965) и силлиманитовой зоны метапелитовых пород Эррола, Нью-Гемпшир и Майна (Green, 1963) происходило в условиях более высокого давления, хотя они и содержат в зонах слабого метаморфизма андалузит. О повышенном давлении при их формировании свидетельствует присутствие равновесной ассоциации силлиманит—ставролит—мусковит.

Вторая группа парагенезисов (табл. 1) образовалась, видимо, при давлении, близком или даже большем, чем давление в тройной точке

Таблица 1

Железистость граната и биотита в породах амфиболитовой фации ($T \approx$ const) при различном давлении (P)

Группа P	Номера образцов	$f_П$	$f_{Гр}$	$f_{Би}$	Ассоциация	Источник
I	E-596	—	88.8	68.3	Сил, Кв, ?	Кориковский, 1967
	ER-142	—	89.9	54.5	Сил, Пл, Му, Кв	Green, 1963
	139	47.7	83.9	49.8	Сил, Став, $Пл_{15}$, Кв	Лебедев и др., 1964
	55	53.6	80.6	48.6	Сил, $Пл_{26}$, Кв	
	60	52.4	81.2	48.1	Сил, $Пл_{28}$, Кв	
	197б	48.0	82.8	46.4	Сил, $Пл_{26}$, Кв	
	56	49.5	81.3	50.5	Сил, Став, $Пл_{18}$, Му, Кв	
II	2083	55.8	85.7	44.8	Ки, Став, Му, $Пл_{15}$, Кв	Hietanen, 1969
	2127	68.6	84.9	54.4	Сил, Му, $Пл_{20}$, Кв	
	11	—	81.1	58.2	Сил, Ки, Му, Пл, Кв	Sen, Chakraborty, 1968
	12	—	80.6	51.2	Сил, Му, Пл, Кв	
	13	—	79.6	52.7	Сил, Ки, Му, Пл, Кв	
	1	—	82.5	62.8	Сил, Му, Пл, Кв	
	2	—	74.4	53.9	Сил, Став, Му, Пл, Кв	
	3	—	79.7	61.3		
	4	—	78.3	47.7		
	5	—	84.6	49.5		
III	11	43.0	79.1	33.6	Ки, Сил, Став, Му, Пл, Кв	Chinner, 1960
	328	47.5	78.0	42.9	Ки, $Пл_{33}$, Кв	Беломорский комплекс в Чупинском районе
	328а	45.7	72.8	35.2	Ки, $Пл_{31}$, Кв	
	332	44.4	76.4	39.9	Ки, $Пл_{31}$, Кв	
	358г	47.8	77.2	38.8	Ки, Му, $Пл_{31}$, Кв	
	1019б	49.5	69.9	33.6	Ки, Му, $Пл_{34}$, Кв	

Примечание. $f = \frac{FeO \cdot 100}{FeO + MgO}$ мол. %. В большинстве случаев рудные минералы и акцессории в ассоциацию не включались.

Al_2SiO_5, о чем свидетельствует вхождение в ассоциации со ставролитом, силлиманитом и мусковитом иногда кианита (Hietanen, 1969; Sen, Chakraborty, 1968).

Третья группа парагенезисов характеризует барровианский (кианит-силлиманитовый) тип метаморфизма, т. е. она формировалась при высоких значениях общего давления. Наиболее высокие давления существовали, видимо, при метаморфизме беломорского комплекса (Северная Карелия).

Как правило, железистость пород, представленных в табл. 1, составляет 43—54 мол.%. Только в некоторых породах (обр. 2083, 2127, видимо, обр. 11,1 и 3) она выше, что непосредственно отражается на железистости слагающих их минералов. В этой связи при обсуждении характера изменения состава минералов необходимо учитывать в первую очередь состав пород.

Одинаковые минеральные парагенезисы (Гр—Би—Al_2SiO_5—Пл—Кв) при близкой железистости породы отмечаются в обр. 197б из ладожской формации (андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма) и обр. 328 из беломорского комплекса (Чупинский залив Белого моря, кианит-силлиманитовый тип метаморфизма). Как видно из табл. 1, железистость граната и биотита во втором образце ниже (78.0% и 42.9% соответственно), чем в первом (82.8% и 46.4%). Подобное же соотношение характерно и для средних значений железистости этих минералов в названном парагене-

зисе, хотя здесь, видимо, некоторое влияние оказал и состав пород: железистость беломорских пород несколько ниже, чем ладожских сланцев.

В ассоциации Гр—Би—Al_2SiO_5—Му—Пл—Кв железистость граната снижается в пределах выделенных групп давления от 89.9 (Green, 1963) до 81.0% (среднее из 4, Sen, Chakraborty, 1968) и далее до 73.6% в беломорском комплексе; железистость же биотита в этом ряду изменяется нелинейно: 54.5—56.2—36.2%. Поскольку в ассоциациях одного района, различающихся присутствием или отсутствием отдельных минералов, железистость граната и биотита имеет близкие значения, для статистической оценки изменения состава с давлением были подсчитаны их средние значения для каждой выделенной выше группы давления. I группа (ср. из 7) — $f_{Гр} = 84.1\%$, $f_{Би} = 52.3\%$; II группа (ср. из 10) — $f_{Гр} = 81.1\%$, $f_{Би} = 53.6\%$; III группа (ср. из 6) — $f_{Гр} = 75.6\%$, $f_{Би} = 37.3\%$.

Из средних значений железистости минералов для этих групп можно заключить, что, несмотря, видимо, на различную железистость пород и различия в ассоциациях, железистость граната однонаправленно снижается с ростом давления. Железистость биотита также снижается с ростом давления, если сравнивать породы близкого состава. Отклонение в ту или иную сторону от среднего состава породы нарушает функциональную зависимость железистости биотита от давления. Иными словами, вероятно, состав породы оказывает более сильное влияние на состав биотита по сравнению с гранатом.

Изотермальная серия гранулитовой фации (роговообманково-гранулитовая субфация) характеризуется устойчивостью калиевого полевого шпата, биотита и гиперстена. По величине давления подразделяется на две группы: кордиеритовых роговиков и гранулитов и безкордиеритовых гранулитов.

Первая группа по давлению включает в себя шпинель-гранат-кордиерит-биотитовый роговик из контакта интрузии основных пород Бэлхелв (Stewart, 1942) и гранулиты, образующиеся в поле устойчивости кордиерита. Роговики из контактового ореола гранитоидных интрузий (Chinner, 1962; Best, Weiss, 1964), видимо, являются более низкотемпературными и поэтому в эту серию не включены.

Во вторую группу (высоких давлений) попадают ассоциации только из Антарктиды (Banno и др., 1964) и Русской Лапландии. При этом отнесение ассоциаций из Антарктиды в эту группу сделано только по формальному признаку: отсутствию в породах кордиерита. По мнению К. Сувы (Suwa, 1968), ассоциации района Лютцов—Холмбукта (Восточная Антарктида) характеризуются весьма умеренными давлениями образования. Отнесение пород Русской Лапландии во вторую группу более обосновано, ибо в них встречается кианит (Судовиков, 1964), с которым кордиерит в гранулитовой фации неустойчив.

Как видно из табл. 2, наиболее железистые минералы гранулитовой примерно изотермальной серии характеризуют роговиковую фацию, т. е. первую группу по давлению (Stewart, 1942). Поскольку они взяты из безкварцевой ассоциации (со шпинелью), железистость минералов в аналогичных разбираемым ниже ассоциациях (с кварцем), видимо, должна быть еще выше (Хлестов, 1964; Маракушев, 1965).

С переходом от роговиков к кордиеритовым гранулитам железистость граната и биотита снижается, хотя пределы ее колебания довольно значительны: граната — 54.0—74.6%, биотита — 29.3—48.3%. Заметно колеблется железистость минералов также в отдельных ассоциациях. Так, в ассоциации 1 $f_{Гр} = 57.8—72.1\%$ (в среднем 66.4%), а $f_{Би} = 31.0—41.6\%$ (в среднем 36.8%); в ассоциации 2 $f_{Гр} = 57.0—74.6\%$ (в среднем 66.4%), $f_{Би} = 30.2—44.4\%$ (в среднем 40.7%); в ассоциации 4 $f_{Гр} = 58.2—69.5\%$

Таблица 2

Железистость минералов в породах гранулитовой фации (T~const) при различном давлении (P)

Группа по P	Номера образцов	$f_{П}$	$f_{Гр}$	$f_{Би}$	$f_{Кор}$	$f_{Ги}$	Ассоциация	Автор
I	—	66.7	82.6	57.4	37.3	—	Сил, Пл, Орт, Мт, Шп	Stewart, 1942
	16	53.0	67.6	43.2	—	—	2 — $Пл_{37}$, Микр (?), Кв	Лебедев и др., 1964
	32а	57.1	74.6	44.4	—	—	2 — $Пл_{32}$, Микр (?), Кв	
	12	60.6	70.9	43.1	—	—	2 — Пл, Микр, Кв	
	186	51.8	60.8	33.2	+	—	3 — $Пл_{31}$, Кв	Нагайцев, Лебедев, 1968
	221	52.2	65.7	+	+	—	3 — $Пл_{32}$, Кв	Лебедев и др., 1964
	123	55.7	69.5	+	+	—	4 — $Пл_{30}$, Сил, Микр, Кв	
	124	59.5	68.9	+	+	—	4 — $Пл_{30}$, Сил, Микр, Кв	
	4	49.3	70.4	42.4	—	+	7 — $Пл_{31}$, Кв	
	1а	49.8	68.5	44.1	—	+	7 — $Пл_{36}$, Кв	Нагайцев, Лебедев, 1969
	706	51.9	66.1	33.3	—	+	7 — $Пл_{35}$, Кв	
	718	49.7	71.6	38.1	—	+	7 — $Пл_{36}$, Кв	
	Bgn 18	55.9	68.2	40.6	—	—	2 — $Пл_{36}$, К. шп, Кв	Engel, Engel, 1958, 1960
	Bgn 21	22.2	67.7	43.7	—	—	2 — $Пл_{35}$, К. шп, Кв	
	Л-58-101	75.9	69.6	41.6	—	—	1 (?) — Пл, Кв (?)	Лутц, 1964
	Л-60-02	57.9	63.2	46.2	28.9	—	3 (?)	
	D-141	50.8	59.0	39.9	—	—	2 — Пл, К. шп, Кв	Reinhardt, 1968
	D-28	52.8	62.3	35.5	25.5	—	4 — Сил, Пл, К. шп, Кв	
	D-102	49.6	68.1	48.3	28.2	—	4 (?) — Сил, (Шп?), Пл, К. шп, Кв	
	D-175	49.4	64.9	38.1	30.7	—	4 (?) — Сил, (Шп?), Пл, К. шп, Кв	
	D-139	40.4	55.6	35.7	—	35.9	8 — Пл, К. шп, Кв	

Таблица 2 (*продолжение*)

Группа по *P*	Номера образцов	$f_{П}$	$f_{Гр}$	$f_{Би}$	$f_{Кор}$	$f_{Ги}$	Ассоциация	Автор
	8801г	27.0	65.6	31.6	—	—	1 — Пл, Кв	Судовиков и др., 1965
	339б	47.8	57.8	31.0	—	—	1 — Пл, Кв	
	127	38.4	60.6	33.3	—	—	6 — Сил, Пл, Кв	
	126	45.8	58.2	31.0	+	—	4 — Сил, Пл, К. шп, Кв	
	216б	51.3	74.2	48.3	—	+	7 — Пл, Кв	
	Б-13	—	70.2	39.8	—	—	1 (?) — Пл, (Кв?)	Кориковский, 1967
	С-337/3	—	61.9	29.6	+	+	9 — Пл, Кв	
	12	57.0	59.6	+	27.1	—	4 — $Пл_{34}$, Сил, Орт, Кв	Eskola, 1952
	9	38.2	54.0	+	—	35.8	7 — $Пл_{40}$, Кв	
	36	55.6	59.1	32.3	—	—	1 — Пл, Кв	Бондаренко, Дагелайский, 1968
	40	56.2	72.1	41.2	—	—	1 — Пл, Кв	
	140	47.9	70.4	40.4	—	—	1 — Пл, Кв	
	902б	50.9	57.0	30.2	—	—	2 — Пл, К. шп, Кв	
	32	57.8	64.9	+	—	—	5 — Сил, Пл, К. шп, Кв	
	905б	52.1	54.5	29.3	—	—	5 — Сил, Пл, К. шп, Кв	
	325	42.4	62.1	34.5	+	—	4 — Сил, Пл, К. шп, Кв	
	640а	43.2	62.1	+	+	—	4 — Сил, Пл, К. шп, Кв	
	803	65.9	55.6	30.5	+	+	10 — Сил, $Пл_{30}$, К. шп, Кв	
	43	45.7	61.1	30.0	—	+	7 — $Пл_{30}$, Кв	
II	6	41.2	53.7	23.6	—	—	1 — Пл, Кв	Banno и др., 1964
	5	71.4	67.8	50.2	—	—	2 — Пл, К. шп, Кв	
	105	—	48.7	+	—	—	2 — Пл, К. шп, Кв	
	106	—	61.0	+	—	—	2 — Пл, К. шп, Кв	
	107	—	61.3	39.8	—	—	2 — Пл, К. шп, Кв	
	3078	—	53.2	+	—	—	1 (?) — Пл, Кв	Русская Лапландия
	3099	41.0	43.5	6.2	—	—	5 — Сил, $Пл_{29}$, Орт, Кв	

(в среднем 64.0%), $f_{Би} = 31.0—48.3\%$ (в среднем 37.5%); в ассоциации 7 $f_{Гр} = 54.0—74.2\%$ (в среднем 66.6%), $f_{Би} = 30.0—48.3\%$ (в среднем 39.4%).

Не имея полной уверенности в равновесности всех ассоциаций, приведенных в табл. 2, отметим, что железистость граната и биотита в парагенезисах 1, 2, 4 и 7 в значительной степени перекрывается, а средние ее значения, особенно для граната, довольно близки. При наличии зависимости между железистостью породы и минерала обращают на себя внимание нередкие случаи отклонения от этой зависимости. Примером может служить образование в более железистой породе (обр. 339б) более магнезиального граната, чем в магнезиальной породе (обр. 8801г). Возможно, такие отклонения объясняются не только различными количественными соотношениями минералов, но и различными термодинамическими условиями.

Во второй группе (высоких давлений) железистость граната и биотита (табл. 2) как в среднем по всем ассоциациям, так и в ассоциациях 1 и 5 значительно ниже, чем в породах первой группы. В ассоциации 1 $f_{Гр} = 53.2—53.7\%$, $f_{Би} = 23.6\%$; в ассоциации 5 железистость минералов еще ниже: граната 43.5%, биотита 6.2%. Видимо, такое резкое снижение железистости минералов связано не только с влиянием давления, но в заметной степени и с влиянием состава пород. Последнее находит подтверждение в резком возрастании железистости минералов в железистой породе (обр. 5). Если принять во внимание только минералы из химически проанализированных пород, то при средней железистости породы в 51.2% средняя железистость граната составит 55.0%, а биотита — 26.7%.

Таким образом, при рассмотрении характера изменения состава граната и биотита в амфиболитовой и гранулитовой изотермальных сериях можно заключить, что с ростом давления железистость этих минералов снижается. Возрастание давления в гранулитовой фации на 8—10 кбар снижает железистость граната на 20—25%, а биотита — на 25—30%, т. е. весьма заметно.

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ЖЕЛЕЗИСТОСТЬ ГРАНАТА И БИОТИТА

При выявлении влияния температуры на состав минералов помимо близости состава пород должно выполняться условие постоянства давления. Возможно, последнему требованию в какой-то мере удовлетворяет метаморфическая зональность белтской серии к северу от батолита Айдахо, США (Hietanen, 1969) и зональность Барроу в далредской серии Южной Шотландии (Chinner, 1966).

По мнению Хиетанен, возникновение зональности к северу от батолита Айдахо связано с подъемом температуры в направлении к батолиту при достаточно однородном давлении (Hietanen, 1969). Величина давления была несколько больше, чем в тройной точке Al_2SiO_5 (Hietanen, 1967). Хотя Хиетанен указывает, что состав метаморфических пород был достаточно близким, все же колебание железистости пород, как видно из табл. 3, весьма ощутимо — от 55.7 до 68.6%. Только в одной паре В-23—2083 породы имеют близкую железистость (анализы пород, рассчитанные из состава минералов, видимо, лучше не использовать). В этих породах гранат и биотит из гранатовой зоны (обр. В-23) более железисты (91.8 и 54.0% соответственно), чем из кианитовой зоны (обр. 2083, 85.7 и 44.8%). Однако относить снижение железистости минералов только за счет повышения температуры, видимо, не следует, тем более что сравниваемые породы содержат различные минеральные ассоциации. Подчиненная роль температуры как фактора, влияющего на состав минералов,

Таблица 3

Железистость пород и минералов белтской серии, США (Hietanen, 1969)

Метаморфическая зона	Номера образцов	$f_{П}$	$f_{Гр}$	$f_{Би}$	Ассоциация
Гранатовая	А-23	—	91.9	57.7	?
	В-23	55.7	91.8	54.0	Кв, Му, Рудн
Ставролитовая	143	60.6 *	88.2	44.3	Кв, $Пл_{13}$, Му, Став
Ставролит-кианитовая	2096	60.8	84.4	36.3	Кв, $Пл_{12}$, Му, Став
Кианитовая	2083	55.8	85.7	44.8	Кв, $Пл_{15}$, Му, Став, Ки
Кианит-силлиманитовая	2127	68.6 *	84.9	54.4	Кв, $Пл_{20}$, Му, Ки
Силлиманит-мусковитовая	2237	67.0	86.1	58.0	Кв, $Пл_{20}$, Му, Сил

* Железистость породы получена из рассчитанного анализа.

по сравнению с химическим составом пород видна из характера изменения железистости граната и биотита с ростом температуры. От гранатовой зоны до ставролит-кианитовой она снижается, а далее к силлиманит-мусковитовой зоне снова возрастает. Особенно сильно возрастает железистость биотита. Таким образом, если температура и вызывает снижение железистости граната и биотита, то это влияние не столь значительно и вполне может быть затушевано влиянием других факторов.

К подобному же выводу можно прийти и при обзоре химико-аналитических данных по гранатам и биотитам из далредских сланцев и гнейсов Южной Шотландии. Г. А. Чиннером (Chinner, 1966) было показано, что в области развития кианитовых и кианит-силлиманитовых ассоциаций (барровианский тип зональности) давление при региональном метаморфизме было много выше, чем в области развития андалузитсодержащих ассоциаций (бачанский тип зональности). Поскольку для территории к западу от проведенных Чиннером изобар отсутствуют данные, свидетельствующие о дальнейшем нарастании давления, можно предположить, что метаморфическая зональность Барроу характеризуется примерно одинаковой величиной давления или по крайней мере в разрезах северо-западного простирания (субпараллельных изобарам) давление не могло сильно колебаться.

В табл. 4 приводится железистость пород и минералов из гранатовой, ставролитовой, кианитовой и силлиманитовой зон. Распределение по зонам образцов М. П. Атертона произведено нами, поскольку в его работе не указаны зоны, из которых были взяты образцы, хотя их последовательность отвечает нарастанию метаморфизма от гранатовой изограды к кианитовой зоне. Несмотря на некоторые различия в минеральных ассоциациях, мы сочли возможным при оценке общей тенденции в изменении состава граната и биотита с ростом температуры использовать средние значения железистости для трех зон — гранатовой, ставролитовой и кианитовой. Поскольку порода и гранат (обр. 11) из силиманитовой зоны имеют специфический состав (повышенное содержание марганца), железистость такого граната не является характерной для зоны, тем более что другие породы из этой же зоны содержат более железистые гранаты и биотиты. Так как средняя железистость пород по зонам примерно одинакова (табл. 4), можно изменение железистости граната и биотита отнести в значительной мере за счет температуры (хотя сравниваются породы с несколько различными ассоциациями). Если принять температуру первого появления граната около 350—400°, поскольку в гидротермальных условиях удается синтезировать спессартины с 10% пиропового компонента уже при 390—

Таблица 4

Железистость пород и минералов далредской серии (Южная Шотландия)

Метаморфическая зона	Номера образцов	$f_{П}$		$f_{Гр}$		$f_{Би}$		Ассоциация	Автор
		частн.	ср.	частн.	ср.	частн.	ср.		
Гранатовая	1a	53.1		92.2		61.2		Кв, Хл, Му	Atherton, 1968
	1b	48.8		92.8		57.7		Кв, Хл, Му, Аб	
	1	57.4	56.2	87.7	91.1	39.9	55.9	Кв, Хл, Му, Эп	
	2	56.4		88.6		60.6		Кв, Хл, Му, Пл, Эп	
	3	65.3		94.3		60.0		Кв, Хл, Му, Пл, Эп	
?									
Ставролитовая	4	57.5		92.5		51.1		Кв, Му, Пл, Эп	Atherton, 1968
	5	59.2	57.1	90.6	89.4	46.9	46.6	Кв, Му, Эп	
	6	54.7		88.7		43.8		Кв, Му, Пл, Эп	
	20	—		85.8		44.7		Кв, Став (?)	Chinner, 1965
?									
Кианитовая	7	63.2		85.8		38.5		Кв, Му, Став, Ки, Пл, Эп	Atherton, 1968
	8	59.2		84.2		46.5		Кв, Му, Пл	
	9	59.4		86.6		48.9		Кв, Му, Пл	
	10	58.1		86.6		50.5		Кв, Му, Пл, Эп	
	11	58.2		85.8		42.9		Кв, Му, Пл, Эп, Ка	
	12	48.3	56.4	85.8	85.5	45.7	46.3	Кв, Му, Пл, Эп	
	13	38.2		81.3		41.0		Кв, Му, Пл, Эп	
	5	66.7		86.6		52.2		Кв, Му, Ки, Сил, Став, Пл	Chinner, 1960
	41	—		84.5		48.1		Став, Ки?	Chinner, 1965
	44	—		87.5		47.5		Ки?	
	45	—		86.6		44.5		Ки?	
	46	—		84.3		49.7		Пегматитовая жила	
Силлиманитовая	11	43.0		79.1		33.6		Кв, Му, Ки, Сил, Став, Пл	Chinner, 1960

400° (Matthes, 1961), а температуру образования ассоциаций кианитовой зоны около 500—550°, то окажется, что повышение температуры на 150° влечет за собой снижение железистости граната от 91.1 до 85.5%, т. е. лишь на 5.6%, а железистости биотита от 55.9 до 46.3%, т. е. на 9.6%. Таким образом, одно температурное влияние на состав минералов, особенно граната, может быть не столь уж значительным, как это иногда считается (Перчук, 1967). Совместное же влияние температуры и давления, отражающее обычно нарастание метаморфизма, на снижение железистости минералов, как правило, более ощутимо (Великославский, 1960; Нагайцев, 1965; Судовиков и др., 1965; Бондаренко, Дагелайский, 1968, и др.).

ХОД МЕТАМОРФИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ С ВОЗРАСТАНИЕМ МЕТАМОРФИЗМА И ВЫВОД УРАВНЕНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОМПОНЕНТОВ МЕЖДУ МИНЕРАЛАМИ

Наряду со снижением железистости минералов рост температуры и давления вызывает и некоторые другие изменения как в их количественном соотношении (возрастание содержания граната за счет биотита), так и в составе минералов. Эти изменения из-за большого разнообразия состава пород обнаруживаются только статистически. Так, среднее содержание Al_2O_3 в биотитах амфиболитовой фации составляет 19.51 вес.%, TiO_2 — 2.76 вес.% при среднем содержании в породах 25—30 об.%. Биотиты пород гранулитовой фации, составляя обычно 5—20% от общего объема породы, содержат в среднем 17.22% Al_2O_3 и 4.07% TiO_2. Чтобы дифференцировать влияние температуры и давления на содержание общего, тетраэдрического и октаэдрического алюминия, $Mg+Fe^{2+}$ в биотитах, а также на их железистость, была произведена статистическая обработка состава биотитов амфиболитовой (8 анализов из пород андалузит-силлиманитового типа метаморфизма и 23 анализа из кианит-силлиманитового типа) и гранулитовой (24 анализа из безгиперстеновых пород I типа по давлению и 4 анализа из II типа) фаций (табл. 5). Пересчет на кристаллохимические формулы производился на основе 11 кислородов, хотя это и не лучший метод, но для относительной оценки важна только однотипность метода пересчета.

С ростом температуры от амфиболитовой фации к гранулитовой в составе биотита снижается содержание суммарного и октаэдрического алюминия, а также отмечается тенденция к снижению железистости и тетраэдрического алюминия (если считать, что биотиты амфиболитовой фации в среднем изодинамичны биотитам гранулитовой фации I группы по давлению). Суммарное содержание $Mg+Fe^{2+}$ несколько повышается с ростом температуры, хотя различие при данном числе наблюдений незначимо (как и различия для Al^{IV} и f).

С ростом давления содержание суммарного алюминия в биотитах снижается. У биотитов амфиболитовой фации разница достоверна (вероятность разницы составляет 95%), в гранулитовой фации она незначима, и нулевая гипотеза о том, что разница обусловлена случайностью выборки, при данном числе наблюдений не отпадает. Влияние давления на содержание тетраэдрического алюминия не обнаруживается. Для подтверждения значимости различий в содержании октаэдрического алюминия и железистости биотитов, как это видно из табл. 5, также необходимо увеличение числа наблюдений.

Таким образом, из обзора химико-аналитических данных по составу граната и биотита глиноземистых пород можно сделать следующие выводы.

1. Изобарическое возрастание температуры метаморфизма вызывает некоторое снижение железистости минералов. Это осуществляется в по-

Таблица 5

Средние арифметические ($\bar{X}$) и дисперсии (σ) содержаний некоторых элементов и железистости биотитов

Изотермальные серии	Группы по P	Содержания и дисперсии	Σ Al	Al^{IV}	Al^{VI}	$Fe'' + Mg$	f
Гранулитовая	I (n=24)	$\bar{X}$	1.50	1.26	0.22	2.26	37.6
		σ	0.09	0.08	0.10	0.13	5.8
	II (n=4)	$\bar{X}$	1.42	1.34	0.08	2.43	30.0
		σ	0.065	0.05	0.063	0.08	18.9
Амфиболитовая	I (n=8)	$\bar{X}$	1.78	1.38	0.40	2.21	52.1
		σ	0.05	0.04	0.05	0.06	6.9
	III (n=23)	$\bar{X}$	1.67	1.33	0.34	2.27	40.2
		σ	0.10	0.056	0.096	0.15	8.2

родах близкого состава за счет возрастания содержания граната и уменьшения биотита до его полного исчезновения в гранулитовой фации. Следствием последнего, а также возрастания изоморфной емкости биотита в отношении титана (Лебедев, 1964) при постоянной титановистости породы является увеличение в нем содержания титана. Содержание суммарного, октаэдрического (и, возможно, тетраэдрического) алюминия в биотите с ростом температуры снижается. Возможную реакцию, отражающую влияние температуры на минералообразование в породах, в первом приближении можно записать так:[3]

$$Гр_{80} + 6.4Би_{50}^{75} + 0.2Al_2SiO_5 + 0.2Кв = 4.3Гр_{65} + \\ + 2.508Би_{35}^{50} + 3.892Орт + 3.892H_2O.$$

Несмотря на образование более магнезиального граната и биотита с несколько меньшими энтропиями по сравнению с энтропиями исходных граната и биотита (расчет из данных Маракушева, 1969), изменение энтропии в этой реакции положительно ($\Delta S > +0.25S_{нач}$), т. е. действительно в изодинамических условиях повышение температуры может способствовать образованию более магнезиальных граната и биотита по реакции, подобной приведенной выше.

2. Изотермическое возрастание давления также способствует снижению железистости граната и биотита. Поскольку давление оказывает, по-видимому, не меньшее влияние по сравнению с температурой на содержание алюминия в биотите, реакции, идущие с возрастанием давления, в первом приближении можно записать следующим образом:

а) в амфиболитовой изотермальной серии

$$Гр_{85} + 10.6Би_{52}^{75} + 4.72Анд + Кв = 4.92Гр_{75} + 6.12Би_{37}^{65} + 4.48Муск,$$

б) в гранулитовой изотермальной серии

$$Гр_{70} + 1.666Би_{40}^{50} + 0.945Сил + 1.18Кв = 2.3Гр_{55} + \\ + 0.246Би_{20}^{40} + 1.42Орт + 1.42H_2O.$$

Поскольку, согласно принципу Лешателье, в изотермических условиях с возрастанием давления должны идти реакции с уменьшением объема, ΔV реакций (а) и (б) должно быть меньше 0.

---

[3] Индекс вверху у Би обозначает мол.% истонит-сидерофиллитового компонента; нижний индекс у минералов указывает их железистость.

Согласно закону действующих масс, константа предлагаемых реакций, которые можно обобщить в виде

$$g[(\text{Fe—Гр})_1 + (\text{Mg—Гр})_1] + h[(\text{Fe—Би})_1 + (\text{Mg—Би})_1] + \\ + k\text{Al}_2\text{SiO}_5 + l \cdot \text{Кв} = m[(\text{Fe—Гр})_2 + (\text{Mg—Гр})_2] + \\ + n[(\text{Fe—Би})_2 + (\text{Mg—Би})_2] + p\text{Му (Орт)} + (q\text{H}_2\text{O}),$$

или иными словами, коэффициент распределения магния и железа для данной температуры и давления запишется таким образом:

$$K_{P,T}^{\text{Fe—Mg}} = \frac{[(X_{\text{Fe—Гр}})_2 (X_{\text{Mg—Гр}})_2]^m [(X_{\text{Fe—Би}})_2 (X_{\text{Mg—Би}})_2]^n X_{\text{Му}}^p}{[(X_{\text{Fe—Гр}})_1 (X_{\text{Mg—Гр}})_1]^g [(X_{\text{Fe—Би}})_1 (X_{\text{Mg—Би}})_1]^h X_{\text{Al}_2\text{SiO}_5}^k X_{\text{Кв}}^l},$$

где $X_{\text{Fe—Гр}}$ — доля альмандина (в термодинамическом смысле, точнее активность) в пироп-альмандиновом гранате; $X_{\text{Mg—Гр}}$ — доля пиропа в гранате и т. д. В случае участия в реакции ортоклаза в выражении коэффициента распределения вместо $X_{\text{Му}}^p$ следует поставить $X_{\text{Орт}}^p X_{\text{H}_2\text{O}}^q$. Поскольку в ортоклазе, кварце, мусковите, андалузите (кианите, силлиманите) содержание железа и магния не принимается во внимание, их мольная доля (активность) будет равна 1, т. е. выражение для $K_{P,T}^{\text{Fe—Mg}}$ несколько упростится:

$$K_{P,T}^{\text{Fe—Mg}} = \frac{[(X_{\text{Fe—Гр}})_2 (X_{\text{Mg—Гр}})_2]^m [(X_{\text{Fe—Би}})_2 (X_{\text{Mg—Гр}})_2]^n}{[(X_{\text{Fe—Гр}})_1 (X_{\text{Mg—Гр}})_1]^g [(X_{\text{Fe—Би}})_1 (X_{\text{Mg—Би}})_1]^h}.$$

Следует помнить, что при оценке температуры и давления из выражения $\ln K_{P,T}^{\text{Fe—Mg}} = -\frac{(\Delta G)_{P,T}}{RT}$ $(\Delta G)_{P,T}$ реакции высчитывается с учетом изобарно-изотермических потенциалов всех минералов, а не только железо-магнезиальных.

Выводы о характере изменения глиноземистости биотитов, сделанные выше, следует рассматривать как предварительные.

ЛИТЕРАТУРА

Бондаренко Л. П., В. Б. Дагелайский. 1968. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Изд. «Наука», М.—Л.

Великославинский Д. А. 1960. Изменение состава биотитов и гранатов из разных метаморфических зон мамско-бодайбинской толщи (Северо-Байкальское нагорье). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11.

Карпов И. К., С. А. Кашик, В. Д. Пампура. 1968. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. Изд. «Наука», М.

Кориковский С. П. 1967. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. Изд. «Наука», М.

Кориковский С. П. 1969. Влияние глубинности на соотношения метаморфических зон в насыщенных K_2O метапелитовых сланцах и роговиках. В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 1, изд. «Наука», М.

Лебедев В. И. 1964. Гранаты и биотиты пород ладожской формации и их петрологическое значение. В кн.: Вопросы магматизма и метаморфизма, т. II, Изд. ЛГУ.

Лебедев В. И., Ю. В. Нагайцев, В. Е. Потоцкая, Е. Д. Прудников, Ю. С. Шапкина, Г. М. Юрова. 1964. Материалы к изучению минералогии метаморфических пород северо-западного Приладожья. В кн.: Минералогия и геохимия, вып. 1, Изд. ЛГУ.

Лутц Б. Г. 1964. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. Изд. «Наука», М.

Маракушев А. А. 1965. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд. «Наука», М.

Маракушев А. А. 1969. Теплоемкость, энтропия и химическая связь в минералах. В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. 1, изд. «Наука», М.

Нагайцев Ю. В. 1965. К характеристике метаморфической зональности ладожской формации. Вестн. ЛГУ, № 18.

Нагайцев Ю. В., В. И. Лебедев. 1968. О соотношении состава железомагнезиальных минералов метаморфических пород. I. Гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы ладожской формации. Вестн. ЛГУ, № 12.
Нагайцев Ю. В., В. И. Лебедев. 1969. О соотношении состава железомагнезиальных минералов метаморфических пород. II. Гранат-гиперстен (куммингтонит)-биотитовые гнейсы ладожской формации. Вестн. ЛГУ, № 12.
Неелов А. Н. 1957. Стратиграфия, структура и метаморфизм докембрия среднего течения рр. Мамы и Большой Чуи. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 7.
Перчук Л. Л. 1967. Биотит-гранатовый геотермометр. ДАН СССР, т. 177, № 2.
Соболев В. С., Н. Л. Добрецов, В. В. Хлестов. 1966. Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме. ДАН СССР, т. 166, № 2.
Судовиков Н. Г. 1964. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ.
Судовиков Н. Г., В. А. Глебовицкий, Г. М. Другова, М. Д. Крылова, А. Н. Неелов, И. С. Седова. 1965. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Изд. «Наука», М.—Л.
Хлестов В. В. 1964. Гранаты кордиеритсодержащих пород шарыжалгайского комплекса. ДАН СССР, т. 154, № 4.

Atherton M. P. 1968. The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. Contr. Miner. Petrol., v. 18, № 4.
Banno S., T. Tatsumi, Y. Ogura, T. Katsura. 1964. Petrographic studies on rocks from the area around Lützow—Holmbukta. Antarctic Geol., p. 405—414.
Best M. G., L. E. Weiss. 1964. Mineralogical relations in some pelitic hornfelses from the Southern Sierra Nevada, California, Amer. Min., v. 49, № 9—10.
Chinner G. A. 1960. Pelitic gneisses with varying ferrous/ferric rations from Glen Clova, Angus, Scotland. J. Petrol., v. 1, № 2.
Chinner G. A. 1962. Almandine in thermal auoreoles. J. Petr., v. 3, № 2.
Chinner G. A. 1965. The kyanite isograd in Glen Clova, Angus, Scotland. Miner. Mag., v. 34, № 268.
Chinner G. A. 1966. The distribution of pressure and temperature during Dalradian metamorphism. Quart. J. Geol. Soc., London, v. 122, № 486.
Engel A. E. J., C. G. Engel. 1958. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack mountains, New York. Part. I. Total rock. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69, № 11.
Engel A. E. J., C. G. Engel. 1960. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack mountains, New York. Part II. Miner. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, № 1.
Eskola P. 1952. On the granulites of Lapland. Amer. Jour. Sci., Bowen vol., p. 1.
Green J. C. 1963. High-level metamorphism of pelitic rocks in northern New Hampshire. Amer. Miner., v. 48, № 9—10.
Hietanen A. 1961. Metamorphic facies and style of folding in the belt series northwest of the Idaho batholith. Bull. Comm. Geol. Finl., № 196.
Hietanen A. 1967. On the facies series in various types of metamorphism. J. Geol., v. 75, № 2.
Hietanen A. 1969. Distribution of Fe and Mg between garnet, staurolite, and biotite in aluminum—rich schist in various metamorphic zones north of the Idaho batholith. Amer. J. Sci., v. 267, № 3.
Hoschek G. 1969. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. Contr. Miner. Petrol., v. 22, № 3.
Matthes S. 1961. Ergebnisse zur Granatsynthese und ihre Beziehungen zur natürlichen Granatbildung innerhalb der Pyralspit-Gruppe. Geochim. Cosmoch. Acta, v. 23, № 3—4.
Miyashiro A. 1961. Evolution of metamorphic belts. J. Petr., v. 2, № 3.
Reinhardt E. W. 1968. Phase relations in cordierite—bearing gneisses from the Gananoque area, Ontario. Canad. J. Earth Sci., v. 5, № 3.
Sen S. K., K. R. Chakraborty. 1968. Magnesium-iron exchange equilibrium in garnet-biotite and metamorphic grade. Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., Bd. 108, Hf. 2.
Stewart F. H. 1942. Chemical data on a silica—poor argillaceous hornfels and its constituent minerals. Miner. Mag., v. 26, № 178.
Suwa K. 1968. Petrological studies on the metamorphic rocks from the Lützow-Holmbukta area, east Antarctica. Internat. Geol. Congr. Rept. 23rd Sess. Proc. Sec. 4 Czechosl., Prague, p. 171—187.
Wayne Burnham C., J. R. Holloway, N. F. Davis. 1969. The specific volume of water in the gange 1000 to 8900 bars, 20° to 900° C. Amer. J. Sci., v. 267-A, 70—95.
Wyckoff D. (1952). Metamorphic facies in the Wissahickon schist near Philadelphia, Pennsylvania. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 63, № 1.

К. Н. Паффенгольц

ДАРЬЯЛСКАЯ, КЕЛАСУРСКАЯ И КОДОРСКАЯ ИНТРУЗИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА (СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ВОПРОСЫ МЕТАЛОГЕНИИ)

Кавказ является одной из наиболее изученных в геологическом отношении областей СССР, однако возраст некоторых стратиграфических и магматических комплексов, слагающих это горное сооружение, оставался спорным. В связи с этим не были решены отдельные вопросы его металлогении.

В послевоенные годы большим коллективом кавказских геологов проводились обширные геологические исследования как региональные, так и тематические, давшие обильный новый фактический материал по указанным вопросам. Однако эти материалы были обобщены по отдельным административным регионам и нередко оказывались неувязанными между собою. Наблюдались также расхождения по вопросу генезиса интрузивных образований и теории рудообразования. Нами совершались маршруты во многие районы Кавказа для объективного разрешения тех или иных спорных вопросов. Многочисленные исследования, проведенные коллективом кавказских геологов, и в связи с этим критический пересмотр некоторых укоренившихся положений, обусловливающих нередко предвзятые установки при картировании, требовали тщательного анализа.

Возраст интрузивных комплексов определяется нами (1959—1969 гг.) в большинстве случаев прямым геологическим путем — по структурному положению и связи их с соответствующими орогеническими фазами и трансгрессиями. Определения абсолютного возраста горных пород нередко сильно расходятся с геологическими данными. Наибольший интерес в этом отношении представляют Дарьялская, Келасурская и Кодорская (Киркипалская) гранитоидные интрузии Большого Кавказа.

Дарьялская интрузия. Граниты Дарьялского ущелья по р. Тереку считались крайними восточными выходами гранитов Главного хребта (позднепалеозойских). Интрузия находится в западной, наиболее приподнятой части восточного поднятия Главного хребта, отделяясь от центрального поднятия Большого Кавказа диагональным разломом (Садоно-Штавлерским; Паффенгольц, 1969). В пределах магматического тела выделяют два более крупных массива (Дарьялский и Гвилетский) и три незначительных (Белянкин, 1914; Ренгартен, 1932). Породы всюду светло-серые, крупнозернистые, порфировидные; структура гипидиоморфнозернистая. Предполагалось, что эти массивы представляют тектонические глыбы, разобщенные на поверхности нижнеюрскими песчаниково-сланцевыми образованиями с незначительными остатками палеозойских метаморфических пород (сланцы с оттрелитом). Выходы дарьялских гранитов в целом рассматривались как раздробленное горстообразное поднятие в ядре Центрально-Кавказского сложного веерообразного антиклинория.

По нашим наблюдениям (1958—1969), Дарьялская интрузия приурочена к крупной брахиантиклинали близширотного направления, сложенной кварцитами и сланцами так называемой кистинской свиты, выделенной В. П. Ренгартеном (1932). Брахиантиклиналь осложнена второстепенной складчатостью и разломами. Кистинская свита является основанием лейаса центральной части Большого Кавказа, мощность ее не менее 400—500 м. На горе Гургала над гранитами наблюдается мощная свита известковистых кварцитов с прослоями довольно крупной кварцевой гальки. В. П. Ренгартен (1932) считает их базальными конгломератами лейасовой свиты, не указывая, однако, причину отсутствия здесь галек гранитоидов.

Свиту кварцитов довольно часто пронизывают жилы и небольшие интрузии диабазов или порфиритов. В нижней части свиты обычно наблюдается пачка сланцев с линзами сильно графитизированного каменного угля или углистого сланца. В. П. Ренгартен указывает, что очень часто по этой пачке происходят разрывы и скольжения при надвигах, что усиливает процесс графитизации углистого вещества.

Кистинская свита согласно сменяется кверху осадочно-вулканогенной циклаурской свитой мощностью 1000 м, относимой к среднему лейасу. Характерной особенностью являются многочисленные пластовые массы диабазов и порфиритов (от 1 до 5—6 м, редко до 40 м), а также тонкие (от 10—15 см до 4 м) прослои вулканического туфа порфиритового состава. Выше согласно залегает мощная (1500 м) песчаниково-глинисто-сланцевая толща (джерахская), уже хорошо охарактеризованная фаунистически и отнесенная к верхнему лейасу (тоар—аален). Жильные диабазы в этой свите отсутствуют.

До настоящего времени некоторые исследователи придерживаются мнения об интрузивном характере порфиритов и диабазов. Однако такое заключение решительно опровергается участием их в согласной складчатости и наличием прослоев их туфов. Здесь, как и в западной части Кавказа, наблюдается процесс интенсивной вулканической деятельности нижнеюрского времени в типичных геосинклинальных условиях (Пафенгольц, 1969).

Контакт дарьялских гранитоидов с породами кистинской свиты, несмотря на наличие «базальных конгломератов», считали тектоническим: на крыльях куполообразной антиклинали указывались многочисленные разрывы и надвиги; целые зоны в граните отмечались спрессованными, развальцованными и превращенными в милониты. Д. С. Белянкин (1914б, стр. 28 и 41) подчеркивает, что «подобно окружающим сланцам, дарьялский гранит пронизан пластовыми, грубоизоклинальными жилами зеленокаменных горных пород. Это обычные амфиболовые микродиабазы и порфириты».

Таким образом, дарьялские граниты раньше отчетливо отграничивались от пород кистинской свиты, которая считалась значительно более молодой в связи с концепцией, что все сланцы Главного хребта юрские, а граниты палеозойские.

Наши повторные наблюдения показали, что гранитоиды Дарьяла отчетливо секут породы кистинской свиты, образуя местами по периферии массива хорошо выраженные зоны мигматитов, принимавшиеся ранее за милониты. Интрузивные контакты их со сланцами лейаса нередко сорваны. Поэтому, например, гранитоиды Гвилетского массива по сравнению с идентичными по составу породами Дарьялского интрузива характеризуются более высокой степенью динамометаморфизма и бóльшей интенсивностью вторичных процессов.

К западу от р. Терека, в истоках р. Генал-дон кистинская свита трансгрессивно перекрывает верхнепалеозойские отложения. Д. И. Панов и В. И. Шевченко (1964) на одном из разрезов показывают «верхнемиоценовые гранитоиды», прорывающие кистинскую свиту. Очевидно, указанные гранитоиды параллелизовались ими уже с интрузивными породами Теплинского района.

Дарьялские гранитоиды Д. С. Белянкин (1914б) вначале определил как гранодиориты, впоследствии он называет их плагиоклазовыми гранитами; однородность гранитов нарушают шлиры и аплиты. В гранитном массиве Д. С. Белянкин констатировал многочисленные дайки уралитовых диабазов (спессартитов, по Г. Д. Афанасьеву) и порфиритов, залегающие согласно гнейсовидности. По его подсчетам, общая площадь основных жил в Гвилетском массиве составляет примерно 11% от общей поверх-

ности обнаженной части массива. Некоторые исследователи полагают, что становление массива произошло не в результате внедрения магмы, а путем метасоматической гранитизации, обусловленной последовательными инъекциями лейкократового вещества. Но такая концепция не подтверждается соответствующими данными в других районах.

Далее к востоку—юго-востоку от Дарьяла гранитоидные интрузии не обнаружены. В литературе имеется указание ботаника Г. И. Радде (1881 г.) о нахождении глыб гранита по левобережью Пирикительской Алазании, к северу от сел. Дартло, у подножия хребта Диклос-мта (свыше 4000 м). Вследствие большого научного интереса такого выхода мы посетили этот труднодоступный район (1962 г.). К сожалению, гранитоиды оказались глыбами лейасовых сланцев, покрытых красно-бурой лимонитовой коркой. Не указывает здесь на наличие гранитоидов также и В. Н. Крестников (1944).

Поскольку гранитоиды секут складчатость среднеюрского (?) времени, то возраст их является во всяком случае послесреднеюрским. Возраст гранитоидов можно было бы увязать с предкелловейской орогенической фазой, однако, принимая во внимание данные определения абсолютного возраста (по валовой пробе — 125 млн лет; Афанасьев, 1958), их можно отнести и к нижнемеловым. В таком случае они могли бы соответствовать меловым (?) гранитоидам западной части Большого Кавказа, а также нижнемеловым гранодиоритам Мехманинской (Гюльятагской) интрузии восточной части Малого Кавказа. Однако разрез юрских образований по ущелью р. Терек и далее к югу является согласным. В. П. Ренгартен (1932) никаких перерывов между выделенными им свитами не указывает, общая мощность их превышает 7000 м, что говорит о типичном геосинклинальном типе накопления, который сопровождался, как указывалось, интенсивными проявлениями эффузивного вулканизма. Юрские отложения к югу от ущелья р. Терека согласно сменяются нижнемеловыми флишевыми осадками, а последние — верхнемеловыми. Следовательно, дарьялские граниты можно предположительно связывать с орогенической фазой, проявившейся не ранее позднего мела.

К западу от Дарьялского массива (в 30 км), на том же простирании, находится Теплинская группа мелких неоинтрузий, входящих в обширный пояс, известный под названием Теплинского. Он протягивается до истоков р. Пшишь. Наиболее насыщенной неоинтрузиями является центральная зона Главного хребта между Эльбрусом и Казбеком.

Отличительной особенностью пород неоинтрузий долгое время считали наличие в них анортоклаза и даже санидина. Однако детальное оптическое исследование калинатровых полевых шпатов разных интрузий и эффузий Кавказа, проведенное Л. А. Варданянцем (1937), показало, что типичные микроклин и анортоклаз встречаются также в мезозойских и палеозойских изверженных породах. Это дало Л. А. Варданянцу основание для предположения, что санидиновая, анортоклазовая и микроклиновая формы калинатрового полевого шпата являются в значительной степени функцией условий кристаллизации магмы независимо от абсолютного возраста самого вулканического образования. В настоящее время на Кавказе наличие или отсутствие в породе анортоклаза уже не является критерием для обоснования возраста вулканического образования.

Количественно-минеральный и химический состав гранитоидов Дарьялской интрузии приведен в табл. 1 и 2 (по Заридзе, 1961).

Л. А. Варданянц молодые интрузии Восточного Кавказа относит к плиоцену, разделяя их на два комплекса: интрузии теплинского типа и южнодагестанские интрузии, обнажающиеся в бассейнах рек Самур и Ахтычай. Первый комплекс интрузий Л. А. Варданянц разделяет на две группы. Первая из них, более древняя по возрасту, представлена

Таблица 1

Количественно-минеральный состав пород неоинтрузий Большого Кавказа
(по Заридзе, 1961)

Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Кварц	31	16	2	26	8	7	9	20	2	Мало	32	28	6	8	13	12	3
Микроклин	21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Калишпат	—	24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Анортоклаз	—	—	—	25	15	7	12	17	—	7	20	14	2	—	27	21	9
Плагиоклаз	41	47	63	42	51	48	37	32	72	51	36	42	50	48	47	47	51
Биотит	7	6	10	4	4	6	1	6	—	3	6	9	—	—	5	13	6
Роговая обманка	Мало	7	16	2	15	27	2	23	24	3	6	6	—	7	5	6	24
Пироксен (монокл.)	—	—	8	—	5	2	25	—	—	31	—	—	25	6	Мало	—	—
Оливин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—
Акцессорные	Мало	Мало	1	—	1	1	2	1	2	1	Мало	1	2	3	1	Мало	5
Вторичные	—	—	—	1	1	2	12	1	—	1	—	—	15	28	2	—	2
Сумма . . .	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание. 1 — дарьялский гранитоид; 2 — средний состав гранитоидов сел. Дизи; 3 — габбро ущ. р. Зап. Гумиста; 4 — средний состав гранитоида ущ. р. Вост. Гумиста; 5 — габбро-монцонит ущ. р. Зап. Гумиста; 6 — кварц-анортоклазовое габбро верховья р. Амтхел; 7 — кварцевый габбро-монцонит ущ. р. Вост. Гумиста; 8 — кварцевый монцонит г. Чумкузба; 9 — кварцевое габбро г. Чумкузба; 10 — оливиновое габбро г. Чумкузба; 11 — биотит-роговообманковый гранитоид ущ. р. Келасури; 12 — меланократовая разность гранитоида ущ. р. Келасури; 13 — кварц-анортоклазовое габбро верховья ущ. р. Келасури; 14 — кварцевый диорит верховья ущ. Келасури; 15 — гранитоид г. Гораб; 16 — кварц-анортоклазовое габбро г. Гораб; 17 — кварц-анортоклазовые габбро устья р. Зи́мы.

Таблица 2

Химический состав пород неоинтрузий Большого Кавказа
(по Заридзе, 1961)

Номера анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O+	Сумма	Примечание
1	67.34	0.51	15.05	1.62	2.14	0.07	1.30	3.11	3.37	3.60	0.27	1.08	99.38	
2	69.58	0.22	14.53	1.31	3.20	0.04	1.24	1.04	2.58	3.39	0.35	2.99	100.47	
3	67.82	0.32	16.64	1.77	1.14	0.22	0.78	3.43	3.34	3.87	нет	0.40	99.81	P_2O_5 — 0.08; SO_3 — следы
4	52.40	0.94	20.01	4.50	3.60	0.14	3.10	8.29	2.52	0.22	—	1.20	99.99	BaO — 3.07
5	48.92	0.97	14.67	1.12	8.56	0.19	9.40	11.42	1.76	1.32	0.34	1.30	99.23	Cr_2O_3 — 0.06
6	68.53	0.35	12.68	3.16	3.03	0.10	0.85	3.18	3.68	3.32	0.14	0.71	99.73	
7	48.60	0.82	19.57	6.63	4.34	0.22	4.59	8.43	2.80	2.34	0.52	2.45	101.36	P_2O_5 — 0.05
8	57.83	0.51	17.15	3.09	4.43	0.18	3.01	6.40	3.94	2.28	0.58	0.51	99.95	P_2O_5 — 0.04
9	50.95	1.14	16.30	5.88	4.13	0.12	6.33	10.93	1.08	2.70	0.18	0.43	100.38	P_2O_5 — 0.03
10	65.18	0.41	17.52	1.76	3.38	0.06	1.43	3.61	2.01	2.40	0.56	0.55	100.06	
11	68.65	0.39	15.78	1.60	1.87	0.05	0.90	3.00	2.95	3.80	0.27	0.54	100.23	SO_3 — 0.08; CO_2 — 0.20; P_2O_5 = 0.05
12	66.11	0.43	16.66	2.21	2.75	0.07	1.44	4.09	2.75	2.45	0.15	0.63	100.19	SO_3 — 0.24;, P_2O_5 — 0.19
13	63.68	0.43	15.40	2.75	3.01	0.08	1.80	4.54	3.42	3.92	0.12	0.46	99.89	BaO — 0.03; P_2O_5 — 0.27
14	55.97	—	17.57	2.43	5.12	0.27	3.39	7.86	2.85	2.27	0.14	0.01	100.11	P_2O_5 — 0.33
15	51.35	0.78	20.37	1.92	5.73	0.43	4.23	8.23	2.52	2.02	0.22	1.94	99.89	P_2O_5 — 0.15

Примечание. 1—2 — гранитоиды Дарьялского массива; 3 — гранитоид г. Кирар; 4 — габбро г. Кирар; 5 — авгит-биотитовое габбро (среднее) ущ. р. Зап. Гумиста; 6 — гранитоид на участке Сухуми—Цумура, 7 — кварц-анортоклазовое габбро верховья р. Амтхел; 8 — кварцевый монцонит г. Чумкузба; 9 — оливиновое габбро г. Чумкузба; 10 — биотит-роговообманковый гранитоид ущ. р. Келасури; 11 — лейкократовая разновидность гранитоида ущ. р. Келасури; 12 — меланократовая разновидность гранитоида ущ. р. Келасури; 13 — гранитоид г. Гораб; 14 — кварц-анортоклазовое габбро г. Гораб; 15 — кварц-анортоклазовое габбро устья р. Зйма.

в основном гранодиоритами с переходами к гранитам и кварцевым диоритам и сиенито-диоритам; во вторую группу входят андезиты, дациты и липариты. С породами первой группы парагенетически связаны гранит-порфировые разности, а также аплиты и пегматиты. Наряду с анортоклазом иногда присутствует почти типичный микроклин, как например на леднике Сангути. Залегают такие породы почти всегда в виде небольшин неправильных массивов (от 0.3—0.5 до 2—3 км²). Вторая группа неоинтрузий теплинского типа представлена, по Л. А. Варданянцу, преимущественно дацитами и липаритами. Залегают они чаще в виде даек различной мощности и протяженности, нередко секущих неоинтрузивные гранодиориты, чем доказывается их более позднее формирование.

Тесная пространственная связь пород обеих групп (гранодиоритовой и дацито-андезитовой) при наличии переходных между ними разностей дает основание предполагать, что все они составляют один комплекс интрузий, формировавшихся в несколько этапов. Прямых данных для уточнения возраста этих интрузий не имеется. Л. А. Варданянц относит их к верхнему плиоцену, причем, по его мнению, они являются корнями вулканических образований Казбекского района. Достоверно установлено (Г. М. Ефремов), что внедрению гранитов предшествовали диориты (Сангутидонский плутон), вслед за гранитами внедрялись жильные породы, представленные дацитами и андезитами.

Интрузивные образования теплинского типа располагаются разобщенными очагами, в пределах которых часто наблюдаются более крупные массивы гранодиоритов или гранит-порфиров и сгущение даек дацитов. Между очагами встречаются отдельные дайки дацитов.

В связи с указанной протяженностью пояса интрузий встает следующий логический вопрос. Если упомянутый гипотетический батолит протягивается через Дарьялскую интрузию далее на восток, то можно трактовать интрузивные породы «сланцевого» (внутреннего) Дагестана как выступы батолита. Это дает полное основание для детальных поисков там скрытых рудных месторождений.

Анализ тектонических условий формирования интрузии теплинского типа показывает, что ее внедрение произошло в период полностью прекратившихся усилий сжатия, во время поднятия и размыва кровли. Последние этапы формирования интрузии происходили в условиях сильного напора газов, что приводило, при сравнительно небольшой мощности кровли, к прорыву последней и образованию трубок взрыва, характерным примером которых являются брекчии Бурстаранды в центре Сангутидонского плутона.

Породы образовались из одной магмы. Причиной петрографического разнообразия пород несомненно являлись тектонические процессы (непрерывно-прерывистые).

Вопрос о возрасте гранодиоритовых интрузий теплинского типа до последнего времени не был решен: их считали мезо-кайнозойскими, плиоценовыми и даже нижнечетвертичными. Лишь в 1953—1954 гг. удалось привести доказательства в пользу нижнемиоценового возраста. Интересно вспомнить предположение Д. С. Белянкина (1914б), что неоинтрузии Казбекского массива представляют интрузивную фацию казбекских извержений (для большинства последних нами также доказывается олигоценовый возраст).

Породы теплинского типа по минералогическому составу близки к породам так называемого тырныаузского интрузивного комплекса, относимого ранее к верхнему лейасу. Аналоги эльджуртинских гранодиоритов Тырныауза прорывают в ущелье Джунгу-су нальчикскую вулканогенную толщу, считавшуюся ранее четвертичной.

Кодорская и Келасурская интрузии. На южном склоне Главного хребта указываются многочисленные юрские интрузии, типично представленные в Абхазии — в бассейнах рек Зап. и Вост. Гумиста, Келасури, Кодори и в других местах. Размеры интрузий различные — от крупных массивов (Келасурский, Кодорский) до мелких выходов, представленных многими разностями гранитоидов и габброидов в соответствии с глубиной эрозионного среза. Состав крупных интрузивов — гранитоидный и кварцево-габбро-монцонитовый.

Келасурская и Кодорская интрузии с их многочисленными сателлитами приурочены к ядру обширной антиклинали общекавказского направления, сложенной образованиями тоара, байоса, мела и эоцена; отложения байоса и нижнего мела являются трансгрессивными. Антиклиналь осложнена второстепенной складчатостью и разломами постэоценового возраста, которые секутся гранитоидами.

Впервые породы интрузий были обнаружены при маршрутных исследованиях и кратко охарактеризованы Л. К. Конюшевским (1915). Впоследствии они изучались Д. С. Белянкиным (1934), Г. П. Агалиным (1935) и др. Л. К. Конюшевский считал их послемеловыми, Д. С. Белянкин пришел к выводу, что неоинтрузии Абхазии древнее верхнего мела (1934, примечание на стр. 106). Детальное описание интрузии дано Г. М. Заридзе (1961). Г. М. Заридзе считает их среднеюрскими (батскими), разделяя по структурному положению на две группы, связанные с лейасовыми сланцами и с вулканогенно-осадочной свитой байоса. Для основных магматических пород габбро-диабаз-порфиритового состава, развитых в сланцевой и песчаниково-сланцевой свите лейаса, Г. М. Заридзе считает весьма характерным многообразие наложенных процессов, отмечая постепенный переход основных магматических пород в умеренно-кислые. Гранитизацию следует рассматривать, по его мнению, как наложенный процесс, связанный с вулканической деятельностью в байосе, проявившейся после завершения вулканизма, по-видимому, в связи с фазой складчастости в батском веке (Заридзе, 1961, стр. 193).

Наиболее крупной (120 км^2) интрузией Абхазии является Келасурская. Главная часть ее слагает водораздел между рр. Келасури и Амтхел (левый приток р. Кодори), занимая далее правобережье р. Келасури и левобережье р. Амтхел. Представлена интрузия биотит-роговообманковыми и аплитовидными гранитами, приобретающими к периферии более основной характер (габбро-диориты и габбро). Массив пересечен дайками аплитов, пегматитов, кварцевых порфиров, диабазов, а также несущими оруденение кварцевыми и кальцитовыми жилами. В верховьях р. Келасури среди байосских туфобрекчий встречены мелкие интрузии основного состава, среди которых выделяются породы двух типов: кварц-анортоклазовое габбро и кварцевый диорит.

Абсолютный возраст биотита из Келасурской интрузии, определенный аргоновым методом, равен 157 млн лет (среднее из двух определений), что отвечает возрастному интервалу триас—юра. Эти данные требуют уточнения.

Д. С. Белянкин и В. П. Петров (1940) связывали Келасурскую и другие интрузии Абхазии и Сванетии с андской (новокиммерийской) фазой складчатости, а Г. М. Заридзе и др. — с предкелловейской. Однако Келасурская интрузия в восточной своей части по правобережью р. Джанпал отчетливо прорывает дислоцированные нижне- и верхнемеловые отложения, а также смещающий их сброс, чем доказывается их послемеловой возраст. В юго-западной своей части Келасурская интрузия контактирует по сбросу с габброидами и гранитоидами г. Чумкузба, которые рвут меловые и эоценовые отложения, а также сброс, по северо-восточному

крылу которого опущены весь мел и эоцен, что свидетельствует о послеэоценовом возрасте интрузии.

В области массивов р. Келасури неоднократно наблюдалось трансгрессивное налегание известняков на породы Центрально-Абхазской интрузии с образованием на границе базального конгломерата с включением галек неоинтрузий (В. Я. Степанов, 1940 г.). Но гранитоиды рвут известняки нижнего мела, включая «базальные конгломераты», следовательно, указанные гальки принадлежат более древним (верхне (?) палеозойским) гранитоидам Главного хребта.

Кодорская интрузия (60 км^2) располагается между р. Кодори и ее правым притоком — р. Джанпал. Главная часть интрузии находится в бассейне верхнего течения р. Джанпал, слагая горы Киркипал (2635 м) и ее отрог. Сложена она разнообразным комплексом пород — от гранодиоритов до габбро включительно; глубина эрозионного среза свыше 2 км. Возраст интрузии также считался среднеюрским, но к югу от указанной вершины гранитоиды рвут крутопадающие к югу нижне- и верхнемеловые отложения, а по правобережью р. Зимы — верхнемеловые и эоценовые образования, на что впервые указывал Л. К. Конюшевский (1915).

Наши наблюдения (1969 г.) подтвердили наблюдение Л. Н. Конюшевского. Интрузивные породы прорывают по правобережью р. Зи́мы также разлом, осложняющий южное крыло синклинали р. Зимы. Эту структуру необходимо связывать с верхнеэоценовой орогенической фазой, так как, по данным М. С. Швецова (1929) и Б. Ф. Мефферта (1930), разрез между верхним сеноном и палеоцен-эоценом в этом районе согласный. Отсюда следует, что возраст интрузии несомненно является третичным (верхне (?) эоценовым). Отметим, что указанные древние разломы, «залеченные» интрузией, впоследствии омолаживались, обусловливая явления милонитизации.

Особенно интенсивно проявилась верхнеэоценовая орогеническая фаза, а также древнештирийская к юго-востоку от указанного района, где ими обусловлено формирование узкой сложнопостроенной близширотной тектонической зоны Цагери—Амболаури—Джава. Следует отметить, что постумные движения в этой зоне происходили затем и в позднемиоценовое время.

Количественно-минеральный и химический составы главнейших разновидностей пород описанных интрузий приведены в табл. 1 и 2. Из таблиц видно все разнообразие пород комплекса, связанных друг с другом промежуточными разностями.

К рассмотренной группе интрузий Г. П. Агалии (1935) относит также выходы на горе Утвир (Утур) и по рр. Хумпрери и Мухашири в восточной Сванетии.

На Большом Кавказе эоценовым движениям не придавали раньше большого значения. В настоящее время полагают, что их надо выделить в качестве особого этапа диастрофизма, с которым связано формирование складчатых зон в мезозойских отложения всего южного склона Главного хребта. Особый интерес представляет установление М. А. Кашкаем (1939) третичных (верхнеэоценовых) интрузивных пород на южном склоне восточной (Азербайджанской) части Главного хребта. Здесь, в так называемом южном диабазовом поясе, соответствующем Кахетинскому диабазовому поясу (Варданянц, 1940), констатированы многочисленные пластовые и секущие интрузии пород габбро-диабазовой группы, реже встречаются габбро и кварцевые диориты, а также оливиновое габбро и оливиновый норит. Юрская и меловая толщи района Белоканы—Нуха участвуют в альпийской складчатости, слагают складки, опрокинутые несколько к югу. Наблюдаются также изоклинальные или гофрированные складки, осложненные разрывами различной амплитуды.

Верхнеэоценовая орогеническая фаза отчетливо проявилась в районе Душети, где охарактеризованные нуммулитами эоценовые отложения участвуют в интенсивной (чешуйчатой) складчатости (Ренгартен, 1932).

В центральной части Большого Кавказа по всей южной тектонической границе древних кристаллических пород с юрскими глинистыми сланцами (Абхазия, Земо-Сванети и Земо-Рача) известны дациты, альбитофиры и гранитоиды. Они слагают пояс в контактовой полосе указанных двух комплексов пород и секут надвиговую зону, на что впервые указали Н. А. Голубев и С. П. Соловьев (1941). Здесь известен ряд интрузий (Ушба-Эцерская, Абакурская, Бангурская), залегающих в лейасовых отложениях. Самой крупной и типичной среди них является Ушба-Эцерская интрузия (дайкообразная), приуроченная к ядру Ушбинской актиклинали и располагающаяся в полосе «Главного надвига» (Дудаури, Хуцишвили, 1966).

Все указанные интрузии несомненно являются одновозрастными и их следует связывать с тем периодом складкообразования, к которому относится и образование надвига Главного хребта. Последний сечет на западе и востоке кроме юрских и меловых также и палеогеновые образования.

ВЫВОДЫ

Возраст описанных интрузий следует коренным образом пересмотреть. Возраст Дарьялской интрузии третичный, не исключено, что он может оказаться нежнемиоценовым. Встает исключительно важный вопрос о связи полосы теплинских интрузий с таковыми внутреннего («сланцевого») Дагестана и поисках там возможных «слепых» рудных месторождений. Третичными являются и интрузии Абхазии и Сванетии. Вопрос о наличии среди последних (в надвиговой полосе) нижнемиоценовых интрузий (что вполне вероятно) остается открытым.

В связи с указанным меняется взгляд и на возраст металлогении соответствующих зон. По характеру разнообразного оруденения они сближаются с палеогеновой металлогенией Армении (Паффенгольц, 1969).

ЛИТЕРАТУРА

Агалин Г. П. 1935. Некоторые данные о неоинтрузиях Северо-Западного Кавказа. Геология на фронте индустриализации, № 11—12.

Авдонин В. В. 1964. Новые данные о строении Казбекского диабазового пояса. Сов. геология, № 1.

Афанасьев Г. Д. 1958. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 20.

Белянкин Д. С. 1914а. К изучению новейших изверженных горных пород Казбека и его окрестностей. Изв. Петрогр. политехн. инст., т. 21, вып. 1.

Белянкин Д. С. 1914б. О Дарьялском граните. Геологические исследования в области Перевальной железной дороги через Главный Кавказский хребет. СПб.

Белянкин Д. С. 1934. Магматические горные породы и некоторые полезные ископаемые Западной Грузии. Тр. Петрограф. инст. АН СССР, вып. 6, М.

Белянкин Д. С., В. П. Петров. 1940. Заключительные замечания к неоинтрузиям Сванетии и Абхазии. Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии, ч. 2. Тр. СОПС АН СССР, сер. закавк., вып. 24.

Варданянц Л. А. 1932. Геотектоника и геосейсмика Дарьяла как основная причина катастрофических обвалов Девдоракского и Геналдонского ледников Казбекского массива. Изв. Гос. геол. общ., т. 64, вып. 1.

Варданянц Л. А. 1935а. О месторождениях цветных металлов в Дагестанской АССР. Природн. ресурсы Даг. АССР. Изд. СОПС АН СССР, т. 1.

Варданянц Л. А. 1935б. О металлогении горной части Азово-Черноморского края. Геология на фронте индустриализации, № 5.

Варданянц Л. А. 1938. Оттрелит из Центрального Кавказа. Зап. Всеросс. минер. общ., ч. 67, № 4.

Варданянц Л. А. 1940. Материалы по интрузивам Дарьяла и его окрестностей (Центральный Кавказ). Зап. Всеросс. минер. общ., ч. 69, № 2—3.

Геологическая карта Грузинской ССР. 1961. Масштаб 1 : 600 000. Геологическое управление при Совете Министров Грузинской ССР, Тбилиси.
Геология СССР, т. X. Грузинская ССР, ч. 1. 1964. Изд. «Недра», М.
Голубев Н. А., С. П. Соловьев. 1941. Геологический очерк западной части Верхней Сванетии. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 135, Госгеолиздат.
Дудаури О. З., О. Д. Хуцишвили. 1966. О форме залегания и возрасте Ушба-Эцерской интрузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XLII, № 3.
Заридзе Г. М. 1961. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, М.
Кашкай М. А. 1939. Распространение изверженных пород на южном склоне Главного Кавказского хребта. Изв. Аз. ФАН СССР, № 3, Баку.
Конюшевский Л. К. 1915. Отчет о геологических исследованиях в Сухумском округе и смежных частях Черноморской губернии и Кубанской области, произведенных в 1909, 1910 и 1911 году. Матер. для геол. Кавказа, сер. IV, кн. 1, Тифлис.
Мефферт Б. Ф. 1930. Геологический очерк Лечхума. Матер. по общей и прикл. геологии, вып. 140.
Панов Д. И., В. И. Шевченко. 1964. К стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в Казбекском районе. Докл. АН СССР, т. 155, № 1.
Паффенгольц К. Н. 1969. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван.
Ренгартен В. П. 1932. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объед., вып. 148.
Ренгартен В. П. 1940. Об интрузиях района Военно-Грузинской дороги. Зап. Всеросс. минер. общ., т. 69, № 2—3.
Рубинштейн М. М. 1960. О возрасте кристаллического субстрата Кавказа. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 24, № 2.
Твалчрелидзе Г. А. 1961. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, М.
Шахлибейли Э. Ш. 1956. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Изд. АН АзССР, Баку.
Швецов М. С. 1929. Палеоценовые и смежные с ними слои Сухума, их фауна и строение прилегающего к Сухуму района. Статья I. Тр. Геол. научно-иссл. инст. при физ.-мат. фак. I Моск. гос. унив., вып. 2.
Швецов И. С. 1932. Палеоценовые и смежные с ними слои Сухума. Статья II. Фациальные изменения. Сопоставление с соседними областями. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. X (2).

Л. М. Плотников, И. И. Шафрановский

СИММЕТРИЯ В ГЕОЛОГИИ

В классической работе А. П. Карпинского «О правильности в очертаниях, распределении и строении континентов» (1888) содержатся широко обобщающие выводы об одинаковости распределения, сходстве очертаний и аналогии геологического строения материков. Эти выводы наталкивают на мысль о закономерной повторяемости, т. е. симметрии, охватывающей поверхность всего земного шара. Идеи Карпинского о закономерностях геологических явлений можно распространить и на геологические структуры, применив к последним понятия о симметрии.

В настоящее время, когда математика властно вторгается в область естественных наук вообще и в геологию в частности, все настойчивее выдвигается вопрос о создании универсальной систематики природных форм, в том числе и форм геологических образований. Здесь уместно вспомнить приемы геометрической кристаллографии, позволившие с предельной глубиной и четкостью создать строгое учение о кристаллографических формах. Пользуясь привычными для нас понятиями элементов симметрии и простых форм, попробуем продемонстрировать на геологическом материале возможность перенесения этих элементарных понятий в область геологии.

Мы рассмотрим здесь не все геологические структуры, а только те, которые принято называть тектоническими и некоторые структуры другого генезиса, возникновение которых так или иначе связано с механическими напряжениями, возникающими в геологических телах в связи с различными процессами (трещины усыхания, морозобойные трещины, контракционные трещины в интрузивах и т. д.). Общие закономерности пространственного распределения структурных форм, связанных с механическими напряжениями, одинаковы независимо от причин напряжений. Характер структурных форм и особенности их распределения отражают особенности (структуру) полей механических напряжений, обусловивших их возникновение. Поэтому, исследуя симметрию таких структур, мы одновременно исследуем симметрию полей механических напряжений.

Как известно, учение о кристаллографических формах опирается на теорию симметрии, имеющей в современном ее виде строго математический характер. Напомним, что сущность симметрии заключается в закономерной повторяемости фигур (или частей фигур). Классическая симметрия требует равенства упомянутых фигур. Законы их повторяемости выявляются с помощью вспомогательных геометрических образов (особых точек, осей, плоскостей, векторов), называемых элементами симметрии. Обращаясь к геологическому материалу, сразу же отметим, что наиболее часто встречающимся и соответственно наиболее часто фиксирующимся в геологической литературе проявлением симметрии является периодичность пространственного распределения одинаковых структурных форм. Она неоднократно отмечалась для тектонических разрывов различных масштабов (Хаин, 1964; Плотников, Петров, 1965), мелкой тектонической трещиноватости (Новикова, 1951; Иванкин, 1952; Петров, 1966), кливажа, структур будинажа (Судовиков, 1947, 1957; Белоусов, 1952; Тохтуев, 1967), контракционных трещин в магматических телах, трещин усыхания в осадочных породах, рудничных тел, приуроченных к различного рода структурам (Корытов, 1969) и т. д.

Выявляется симметрия также в размещении минеральных новообразований, возникающих в напряженных геологических телах: «бестрещинных жил», профиробластов (например, в «очковых» гнейсах), различных метаморфических сегрегаций и пр. Это же относится и к ритмичнополосчатым вторичным текстурам метаморфических пород и гидротермально-метасоматических образований, к ритмичной полосчатости стратифицированных интрузивных тел.

Обратимся к конкретным примерам. На рис. 1, *а* изображена серия линзовидных жил. Периодическая повторяемость последних хорошо видна на на рисунке, плоский узор которого мы и подвергнем анализу. Этот узор можно рассматривать как обрывок «бордюра», который мысленно легко продолжить до бесконечности как вправо, так и влево. Симметрия бордюров-фигур, бесконечно повторяющихся или вытянутых вдоль одной прямой, хорошо известна (Шубников, 1940, стр. 63—76).

Узор на рис. 1, *а* обладает прежде всего осью переносов или трансляцией — вектором, сдвигающим узор вправо или влево на отрезок, равный промежутку между соседними линзами по направлению прямой, проходящей через центры линз. При условии бесконечности узора при таком сдвиге он совместится сам с собой. Трансляции играют наиболее существенную роль в симметрии геологических объектов.

Однако симметрия нашего узора не ограничивается трансляцией. Мы легко обнаруживаем для него серию (семейство) взаимно параллельных плоскостей симметрии, перпендикулярных как оси переноса, так и плоскости чертежа, и аналогичную серию двойных осей симметрии, также перпендикулярных плоскости рисунка. И те и других проходят как через центры линз, так и по середине между ними. Кроме того, имеется еще одна

плоскость симметрии, идущая вдоль оси трансляции перпендикулярно плоскости бумаги.

Общая формула для бордюра с этой симметрией (рис. 2, *а*) пишется так: $T \cdot L_2\ 2P$ (по Браве) или $T \cdot 2mm$ (по интернациональной символике Германа-Могэна), где T обозначает трансляцию (добавление этой буквы к формуле конечной симметрии переводит ее в бесконечную симметрию). Закономерность узора и найденная симметрия должны подсказать геологу, что в том случае, если бордюр не оборван посторонними воздействиями, следует искать аналогичные повторяющиеся линзы вдоль оси переноса.

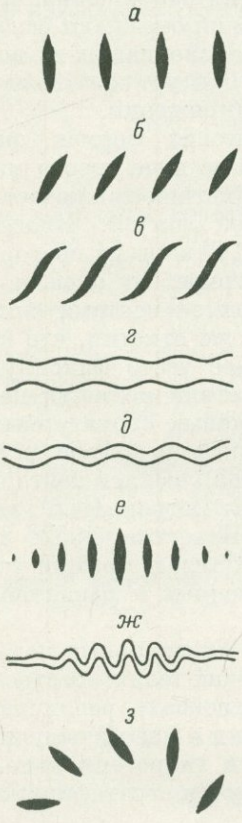


Рис. 1. Примеры симметричного распределения структурных форм.

Перейдем к пространственному толкованию той же серии линз. Отдельно взятая линза имеет симметрию $L_\infty\ \infty L_2\ \infty PIC = \infty/mm$. Кристаллографические полиэдры, как известно, не могут обладать осями бесконечного порядка. Однако по оптическим индикатрисам кристаллов средней и высшей категории такие оси нам хорошо знакомы. Не противопоказаны они и в геологии.

Такую симметрию имеет цилиндр. Всю совокупность параллельных линз

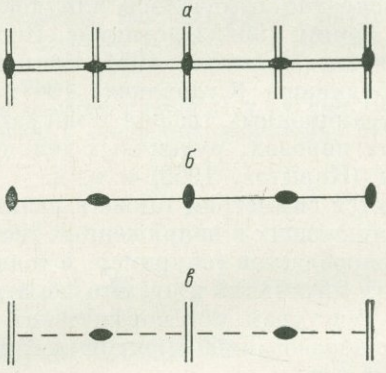


Рис. 2. Симметрия бордюров.

можно уподобить бесконечно растянутому цилиндрическому стержню, ось которого совпадает с осью трансляций. При этом двойные оси и плоскости симметрии, отмеченные на плоском узоре, дают веера бесчисленного множества плоскостей симметрии, пересекающихся вдоль оси цилиндра, и пучки двойных осей, скрещивающихся в центрах линз и лежащих в плоскостях симметрии, перпендикулярных оси цилиндра ($T \cdot L_\infty\ \infty L_2 \infty PIC = T \infty/mm$). Такая симметрия говорит и о характере расположения линз и закономерностях распределения вещества в телах самих линз.

Перейдем к другому примеру. На рис. 1, *б* также изображена серия линзовидных жил. В отличие от первого примера, оси L_∞ линз наклонены по отношению к оси трансляции T.

Просмотр плоского узора показывает, что в соответственном бесконечном бордюре кроме оси трансляции T присутствуют взаимно параллельные двойные оси, перпендикулярные оси трансляций и плоскости

чертежа. Они проходят через центры линз и середины промежутков между ними. Формула симметрии $T \cdot L_2 = T \cdot 2$ (рис. 2, *б*). Перейдя к пространственной системе линз, кроме вышеперечисленных элементов мы обнаружим еще плоскость симметрии, совпадающую с плоскостью чертежа (все остальные элементы симметрии отдельно взятых линз, вследствие их наклона относительно оси трансляций, перестают быть элементами симметрии для суммарной системы фигур). Пространственная формула бесконечной симметрии для этой системы — $T \cdot 2/m$. Отметим, что такая симметрия, если перейти к конечным фигурам, соответствует хорошо известной симметрии планаксиального вида моноклинной сингонии ($L_2PC = 2/m$).

Легко понять, что в точности такой же симметрией обладает система S-образных жил с криволинейными поверхностями (рис. 1, *в*).

Перейдем к образованиям иного типа. На рис. 1, *г* изображена одна из распространенных разновидностей структуры будинаж. Плоский узор рисунка (бордюр) имеет уже знакомую нам бесконечную симметрию $T \cdot 2mm$ (двойные оси и плоскости симметрии проходят через центры будин и по середине между ними перпендикулярно оси трансляции и плоскости чертежа; кроме того, одна плоскость симметрии идет вдоль трансляции). Однако, переходя к пространству, мы обнаружим отличие от рассмотренного ранее первого примера (рис. 1, *а*). Отдельно взятая будина имеет симметрию $3L_2 3PC = mmm$. Наглядной моделью такой симметрии служит фигура в форме кирпичика (спичечный коробок). Бесконечная серия таких кирпичиков, приложенных друг к другу вдоль одного направления, имеет симметрию $T \cdot mmm$. Конечный аналог этой симметрии — знакомая нам из кристаллографии симметрия планаксиального вида ромбической сингонии ($C3L_2 3P = mmm$).

Еще один тип симметрии выявляется на рис. 1, *д*, изображающем складчатую структуру. Здесь, в отличие от примеров, показанных на рис. 1, *а* и 1, *г*, двойные оси и плоскости симметрии, перпендикулярные оси трансляций, не совпадают друг с другом, а возникают попеременно. Плоскости симметрии проходят через гребни и впадины складок, а двойные оси располагаются по середине между ними. Вместо плоскости симметрии, идущей вдоль оси трансляции, здесь возникает плоскость скользящего отражения — симметрия соответственного бордюра — $T \cdot 2ma$ (рис. 2, *в*). Отдельно взятая складка имеет симметрию $L_2 2P = 2mm$. В бесконечной совокупности складок симметрия соответствует симметрии стержня — $T \cdot mma$.

На рис. 1, *е* и 1, *ж* изображены более сложные примеры. Здесь помимо элементов классической симметрии (плоскости симметрии по середине узора) приходится привлекать элементы симметрии подобия (Шубников, 1960). Операции симметрии подобия связаны с одновременным уменьшением или увеличением масштаба подобных частей фигуры и расстояний между ними. Симметрия на упомянутых выше рисунках ясно указывает, что вправо и влево от средней плоскости симметрии происходит выклинивание (затухание) узора, связанное с трансляцией подобия.

Еще сложнее узор на рис. 1, *з*, где ось трансляции изогнута. Здесь приходится вспомнить о криволинейной симметрии (гомологии), понятие о которой разработано академиком Д. В. Наливкиным (1925, 1951). В криволинейной симметрии классические оси и плоскости симметрии заменяются криволинейными их аналогами. (О проявлении классической симметрии, симметрии подобия и криволинейной симметрии в природе — см. Шафрановский, 1968).

До сих пор рассматривались примеры, в которых повторяемость однородных фигур или деталей фигуры обнаруживалась вдоль одного направления. Такие системы фигур сравнивались нами с плоскими бордюрами

и пространственными стержнями. Перейдем к обзору плоскостных узоров, характеризующих трещинные структуры.

Среди трещинных структур растяжения выделяются перистые, ветвистые, сетчатые и т. д. Последняя является начальной стадией образования брекчиевой текстуры растяжения и в зависимости от механических свойств пород может быть правильной (квадратной, прямоугольной, косоугольной, полигональной) или неправильной (Плотников, 1961).

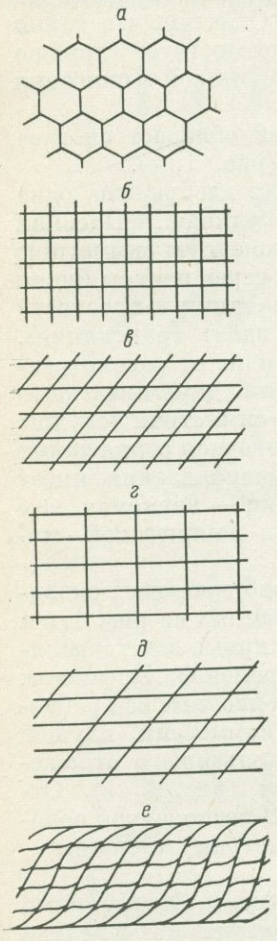


Рис. 3. Примеры симметричных систем трещин (разрывных нарушений).

На рис. 3 изображены примеры симметричных систем трещин (разрывных нарушений). Все они совпадают с пятью плоскими сетками Браве, характеризующими плоские группы трансляций сетчатых узоров для гранных структур на кристаллах. Это совпадение особенно важно отметить: геометрия и симметрия плоских кристаллографических сеток всецело приложима к системам трещинных структур в геологии.

Пользуясь кристаллографической теорией, сразу же охарактеризуем симметрию всех пяти узоров, рассматривая их как основания параллелепипедальных блоков.

На рис. 3, *а* изображена гексагональная система трещин, характерная для базальтической отдельности, трещин усыхания, морозобойных трещин. Симметрия гексагонально-призматических блоков, базирующихся на таком узоре, характеризуется пространственной группой $H6/mmm$. Полная совокупность элементов симметрии этой группы дана на рис. 4, *а*.

На рис. 3, *б* показана квадратная (тетрагональная) система трещин, наблюдавшаяся для тектонической трещиноватости и морозобойных трещин (тетрагональные грунты). Пространственная группа — $P4/mmm$. Соответственные элементы симметрии даны на рис. 4, *б*.

На рис. 3, *в* изображен ромбический узор, установленный для тектонической трещиноватости. В случае блоков с ромбической симметрией имеем пространственную группу $C\ mmm$ (рис. 4, *в*), а с моноклинной симметрией — $2/m\ C\ 2/m$ (рис. 4, *г*).

На рис. 3, *г* изображена прямоугольная параллелепипедальная тектоническая трещиноватость. Пространственная группа — $P\ mmm$ (рис. 4, *д*). В случае блоков с прямоугольными основаниями, но моноклинной или триклинной пространственной симметрией имеем пространственные группы $P\ 2/m$ (рис. 4, *е*) или $P\ \bar{1}$ (рис. 4, *ж*).

Триклинной симметрией обладает и косоугольно-параллелепипедальная тектоническая трещиноватость (рис. 3, *д*) и криволинейно-сетчатая тектоническая трещиноватость (рис. 3, *е*).

Как видим, кристаллографическая геометрия плоских сеток и пространственных решеток дает возможность исчерпывающе полно охарактеризовать симметрию правильных систем трещин в геологии. Можно отметить, что эти системы дают даже более наглядное представление о плоских сетках и решетках Браве, так как здесь мы воочию видим линейные и плоскостные границы между составными блоками (ячейками) системы,

тогда как в случае кристаллических структур эти границы приходится строить теоретически, соединяя вспомогательными прямыми и плоскостями соответственные точки структуры (на структурных моделях такие прямые изображаются проволоками с нанизанными на них «точками» — шариками).

Весьма напоминают кристаллографические модели структур примеры симметричных вторичных текстур горных пород, отражающих симметрию полей напряжений, в которых формировались эти текстуры.

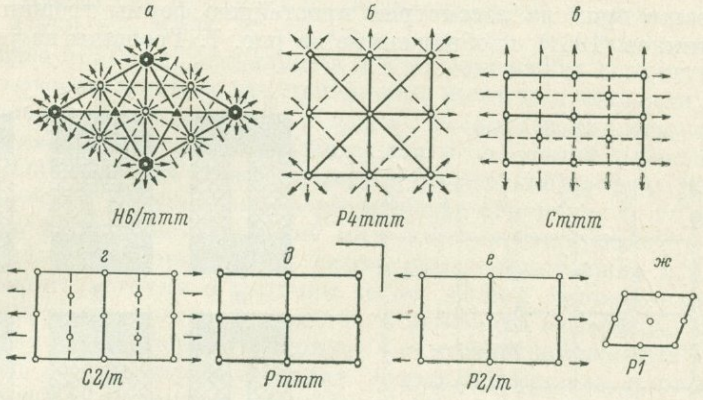


Рис. 4. Симметрия блоков трещинных структур.

Не представляет затруднений характеристика симметрии ритмичнополосчатой текстуры (метаморфическая полосчатость, метасоматическая полосчатость, полосчатость интрузивов), изображенной на рис. 5, *а*. Чередование полос здесь подчиняется упоминавшейся уже симметрии бордюра $T \cdot 2mm$. Если поверхностный слой является однородным и характеризуется симметрией круга ∞m, то мы придем к пространственной симметрии бесконечно протяженного цилиндра (см. выше).

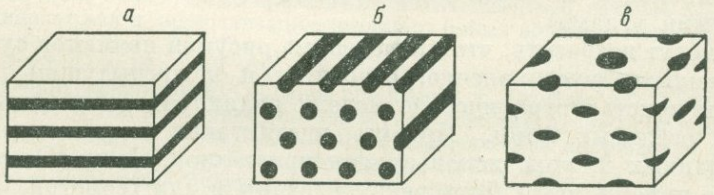


Рис. 5. Примеры симметричных вторичных текстур горных пород.

Текстура карандашного гнейса, изображенная на рис. 5, *а*, соответствует ромбической пространственной группе с центробазисным основанием $C\,mmm$ (рис. 4, *в*). Очково-линзовая текстура (рис. 5, *в*) подчиняется также ромбической пространственной группе с центрогранной пространственной решеткой $F\,mmm$ (рис. 6).

Как видим, все разобранные выше примеры наглядно расшифровываются с помощью законов симметрии, хорошо известных в кристаллографии. Последние позволяют, с одной стороны, опираясь на действие трансляций, осей и плоскостей симметрии, предсказывать дальнейшее расположение сходных фигур, а с другой — используя симметрию самих фигур, предвидеть особенности их строения и расположения вещественного содержания.

До сих пор говорилось лишь об элементах симметрии и их сочетаниях, т. е. об общих закономерностях повторяемости фигур и их частей. В кристаллографии, как известно, этим дело не ограничивается, а исходя из тех же законов симметрии, выводятся формы кристаллических фигур. Напомним, что простыми гранными формами называются совокупности граней, связанных друг с другом элементами симметрии. По-видимому, в некоторых случаях целесообразно воспользоваться этими понятиями геометрической кристаллографии и применить их для характеристики геологических объектов.

В качестве примера рассмотрим простейшие формы трещин растяжения (Плотников, 1961), изображенные на рис. 7. Трещины на рис. 7, *а*, *б*

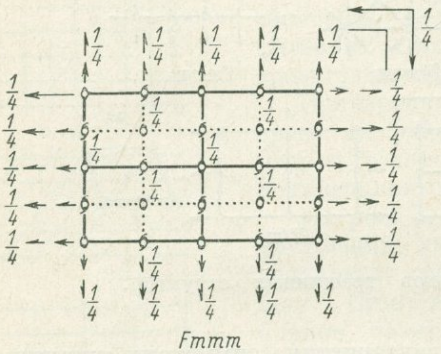


Рис. 6. Симметрия очково-линзовой текстуры.

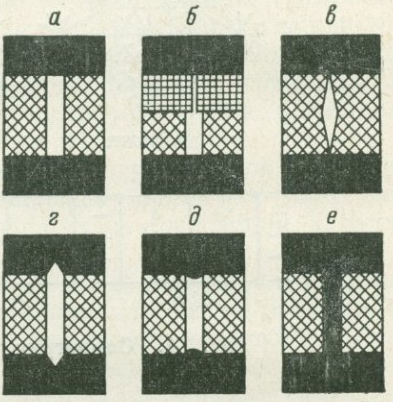


Рис. 7. Простейшие формы трещин растяжения.

могут быть охарактеризованы как комбинации двух пинакоидов, трещины на рис. 7, *в* соответствуют ромбической призме, на рис. 7, *г*, *д* — комбинации пинакоида и ромбической призмы (в последнем случае призма с вогнутыми углами).

Нам могут возразить, что приведенные рисунки являются сугубо идеализированными (это, конечно, относится и к предыдущим рисункам). Однако и кристаллографические модели являются обобщенными идеализациями реальных форм. Приемы идеализации с помощью статистических данных широко используются кристаллографами. Очевидно, аналогичные приемы могут быть рекомендованы и для геометризации геологических объектов.

Возникает вопрос: почему геометрические закономерности в распределении структурных форм сравнительно редко отмечаются в геологической литературе?

По-видимому, имеется ряд причин, затрудняющих их выявление. Выше уже говорилось о необходимости обобщать и статистически идеализировать такие явления. Неоднородность строения геологических тел и их масштабы затрудняют подобные исследования. Следует иметь в виду также и то, что зачастую мы имеем дело со случайными срезами, неблагоприятными для выявления закономерностей симметрии. Кроме того, сами закономерности симметрии могут быть более сложными, чем в рассмотренных выше случаях (например, в случае наличия плоскостей скользящего отражения или винтовых осей), и не бросаются в глаза при случайном взгляде на срез структуры. Наконец, играет роль и некоторая сложность аппарата симметрии.

Вместе с тем еще и еще раз следует подчеркнуть, что симметрия геологических образований подчиняется в общем тем же законам симметрии, которые известны в кристаллографии. Анализ сетчатых систем трещин с особой убедительностью иллюстрирует сказанное. Во всех разобранных выше примерах не встречалось ни одного элемента симметрии и ни одной совокупности, которые не были бы известны кристаллографам (оси бесконечного порядка, невозможные для кристаллических полиэдров, широко используются при характеристике оптических индикатрис). Пространственные группы симметрии Е. С. Федорова, сетки и решетки О. Браве, бордюры и стержни А. В. Шубникова — все это, как показывают разобранные выше примеры, реализуется и в тектонических структурах.

В заключение отметим, что применение законов и методики симметрии к исследованию тектонических и других геологических структур может помочь выявлению и систематизации закономерностей размещения этих структур. Оно облегчит также понимание физической природы выявленных закономерностей и механизма формирования структур, т. е. в конечном счете теоретическое истолкование структурного материала.

Наблюдающиеся проявления симметрии тектонических структур наглядно свидетельствуют о наличии весьма общих закономерностей организации (структурирования) вещества, отраженных в самых разнообразных проявлениях природной симметрии, — от симметрии свойств элементарных частиц до симметрии строения живых организмов и от симметрии кристаллических структур до симметрии геологических образований.

Выявление симметрии размещения и внутреннего строения тектонических структур и других геологических образований, контролирующих размещение полезных ископаемых, помимо теоретического имеет, несомненно, и прикладное значение и поэтому должно считаться одной из первоочередных задач геологической науки на современном этапе ее развития.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. 1952. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Тр. Геофиз. инст. АН СССР, № 17 (144).

Иванкин П. Ф. 1952. Опыт применения количественного анализа при изучении трещиноватости и минерализации трещин в горных породах. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 12.

Карпинский А. П. 1888, 1939. О правильности в очертаниях, распределении и строении континентов. Собрание сочинений, т. II, Изд. АН СССР, М.—Л.

Корытов Ф. Я. 1969. О равноудаленном расположении рудных тел и месторождений друг от друга. В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы, ЛНТО, Л.

Наливкин Д. В. 1925. Элементы симметрии органического мира. Изв. Биол. НИИ при Пермском унив., т. 3, вып. 8.

Наливкин Д. В. 1951. Криволинейная симметрия. В кн.: Кристаллография, Металлургиздат, М.

Новикова А. С. 1951. О трещиноватости осадочных пород восточной части Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

Петров А. И. 1966. О тектонической трещиноватости архейских пород Кольского полуострова. В кн.: Древние осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова, изд. «Наука», М.—Л.

Плотников Л. М. 1961. О тектонических текстурах горных пород. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 50.

Плотников Л. М., А. И. Петров. 1965. Об основной закономерности распределения деформаций в геологических телах. В кн.: Общие закономерности геологических явлений, вып. 1, ВСЕГЕИ.

Судовиков Н. Г. 1947. Структура будинаж в гранитизированных областях. ДАН СССР, т. VIII, № 8.

Судовиков Н. Г. 1957. Будинаж и его значение в петрологии. Тр. ЛАГЕД, вып. 7.

Тохтуев В. Е. 1967. Структуры будинаж и их роль в локализации оруденения (на примере Украинского щита и некоторых других регионов). Изд. «Наукова думка», Киев.

Хаин В. Е. 1964. Общая геотектоника. Изд. «Недра», М.

Шафрановский И. И. 1968. Симметрия в природе. Изд. «Недра», Л.
Шубников А. В. 1940. Симметрия. Изд. АН СССР, М.—Л.
Шубников А. В. 1960. Симметрия подобия. Кристаллография, т. 5, вып. 4.

Lohest M. (1909). De l'origine des veines et des géodes des terrains primaires de Belgique. Ann. de la Soc. Geol. de Belgique, v. 36.

Н. Г. Родзянко

ГРАНАТЫ И ВЕЗУВИАНЫ ТЫРНЫАУЗСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ[1] (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

ГРАНАТЫ

С. П. Соловьев (1940) один из первых дает подробную характеристику гранатов Тырныаузского района, выделяя среди них по цвету красные, бурые и светло-зеленые, а по оптическим свойствам — изотропные и анизотропные. По составу он относит их к кальциевым алюмоферригранатам с небольшой примесью магния и марганца. С. П. Соловьев установил среди гранатов скарнов не менее трех генераций, связывая одну из них с внедрением биотитовых порфировых гранитов, а две другие — с интрузиями лейкократовых гранитоидов. В отдельную генерацию отнесен гранат прожилков. С. П. Соловьевым и Х. С. Никогосяном (1938) выполнена работа по термическому исследованию аномальных гранатов (переход анизотропного граната в изотропный). А. Д. Каленов (1940) приводит данные по составу темно-красных гранатов из скарнов и зальбандов кварцевых жил (красных из кварцевых жил и коричневых из сульфидных скарнов), выделяя среди них три генерации. Г. В. Нестеренко (1960) провел изучение состава гранатов Главного скарна в вертикальном и горизонтальном разрезах и пришел к выводу, что он меняется аналогично пироксену: железистость гранатов возрастает в горизонтальном разрезе от эндо- к экзоскарнам, а в вертикальном — от более высоких горизонтов к низким. А. В. Пэк (1962) описал три генерации среди прожилкового граната и четыре в бурых гранатовых скарнах с сульфидной минерализацией. Образование граната на месторождении происходило, по мнению А. В. Пэка, в 5 стадий. Е. Е. Лисицына (1965) изучала состав и оптические свойства гранатов Северо-Западного скарна, О. В. Кононов (1959, 1961, 1963) — гранаты Главного рудного тела, аномалий 2 и 3, скарнов пика Веры. Описывались гранаты и другими исследователями (Вербичев, 1959, и др.). Распределение элементов-примесей анализировали З. В. Студеникова, Г. В. Нестеренко, А. Д. Каленов, Н. Г. Родзянко.

Гранаты наряду с пироксенами являются самыми распространенными минералами в скарнах рудного поля. Содержание их в различных разновидностях скарнов варьирует: в существенно пироксеновых скарнах — 2—5%, в гранатово-пироксеновых — 5—45%, в пироксеново-гранатовых — 50—80%, в существенно гранатовых — 80—95%. Выделения граната наблюдаются в скарнированных мраморах и роговиках. В мраморах он нередко преобладает над другими скарновыми минералами, в роговиках количественно уступает пироксену. Во вмещающих породах примесь граната устанавливается под микроскопом в виде редких рассеянных зерен.

[1] В данной статье не приводится общих сведений по геологии месторождения. Кратко эти данные изложены в работе А. П. Резникова, Н. Г. Родзянко (1967), более детальные сведения имеются в работах С. П. Соловьева (1940), Н. А. Хрущева (1958), А. В. Пэка (1962).

Валовое содержание граната неодинаково в различных скарноворудных телах и зачастую в разных участках одного и того же тела. Повышенное по сравнению с другими телами содержание граната отмечается в Северо-Западном скарне и Кольцевом скарне пика Веры, где широким развитием пользуются бурые гранатовые скарны. В Южном скарне количество граната возрастает от лежачего к висячему боку, в Северном скарне и аномалии 2 оно меняется по простиранию тел: в первом — увеличение содержания граната происходит с востока на запад, во втором — в обратном направлении. В вертикальном разрезе Юго-Западного фланга с глубиной отмечается снижение в скарнах гранатовой составляющей. В Нижней и Слепой залежах наблюдается общее снижение валового количества граната. Последнее особенно характерно для скарнов Тютю, где максимальное содержание его не превышает 15%.

По морфологии выделения среди гранатов различаются микрозернистые, внешне сливные, и кристаллические агрегаты. Первые состоят из неправильных зерен размером в десятые-сотые доли миллиметра, зачастую отдельные зерна вообще неразличимы в сплошном изотропном агрегате. Вторые образуют кристаллы ромбододекаэдрического и тетрагонтриоктаэдрического габитуса разной степени совершенства. Размер кристаллов варьирует от десятых долей миллиметра до 0.5—1 см. Среди гранатовых скарнов балки № 1 встречаются кристаллы андрадита до 3 см в поперечнике. В Северо-Западном скарне установлены друзы буровато-зеленого граната в ассоциации с крупными (до 5 см) кристаллами водянопрозрачного флюорита.

Цвет тонкозернистого сливного граната светлый розовато-коричневый, кирпично-красный, кристаллического — темно-красный, бурый, медово-желтый, буровато-зеленый, светло- и темно-зеленый. Тонкозернистые гранаты при микроскопическом исследовании постоянно обнаруживают трещиноватость. Трещинки залечены кварцем, кальцитом, флюоритом. Эти гранаты большей частью изотропны. Среди кристаллических гранатов изотропные разности встречаются редко. Обычно они обладают резко выраженной анизотропией и имеют концентрически-зональное или секториальное строение. Весьма характерна структура «песочных часов».

Более распространенными среди гранатов являются тонкозернистые изотропные. С увеличением в породе общего содержания граната соотношение тонкозернистого и кристаллического граната меняется в пользу последнего.

Химический состав гранатов изучался по 28 анализам (табл. 1). При отборе монофракций граната часто невозможно было полностью избавиться от тонкорассеянного кварца, полевых шпатов калинатриевого состава и, возможно, светлых слюд и кальцита. Вследствие этого некоторые анализы содержат избыточное количество кремнезема, окиси кальция и чуждые элементы — калий, натрий, фтор и др. В связи с этим наличие CO_2, K_2O, Na_2O пересчитывалось на кальцит и калинатриевый полевой шпат. В отдельных анализах (№№ 21, 24, 27 и 28) выделен при помощи пересчета на кристаллохимическую формулу избыток SiO_2 (соответственно 2.45, 0.05, 2.47 и 2.44%).

Содержание SiO_2 в гранатах колеблется от 35 до 38.94%. Естественно, что с увеличением в гранате гроссуляровой молекулы содержание SiO_2 увеличивается, а с увеличением андрадитовой — уменьшается. Глинозем ведет себя примерно так же, как кремнезем. Содержание его колеблется от 1.06 до 17.14%. С увеличением гроссуляровой молекулы увеличивается и количество Al_2O_3. Окисное железо содержится от 6.61 до 3.30%. Количество его резко возрастает с увеличением андрадитовой части граната, что совершенно закономерно. Железо закисное присутствует в количестве от 0.36 до 3.05%. Наблюдается определенная тенденция увеличения его

Таблица 1

Химический состав (вес.%) гранатов Тырныауза

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	35.65	36.43	36.48	35.84	36.30	35.52	36.51	36.03	36.10	37.01
TiO_2	0.08	0.16	0.16	0.02	Сл.	0.10	0.12	0.20	0.06	0.21
Al_2O_3	1.06	1.28	1.30	1.15	2.00	2.45	1.21	3.52	2.58	3.54
Fe_2O_3	30.06	28.91	28.90	29.27	30.30	25.57	27.79	25.83	27.20	23.67
FeO	0.36	0.57	0.58	0.90	0.92	0.92	0.69	0.75	2.77	0.97
MnO	0.12	0.44	0.42	0.34	0.20	0.40	0.35	0.48	0.61	2.12
MgO	0.08	0.38	0.40	0.14	0.68	0.38	0.20	0.28	0.29	1.01
CaO	32.70	31.02	31.00	32.23	29.70	31.58	30.89	31.60	31.42	30.84
K_2O	—	0.17	—	0.09	0.10	0.24	0.03	0.002	0.02	0.30
Na_2O	—	Сл.	—	0.06	0.10	0.07	0.04	0.004	0.04	—
P_2O_5	—	—	—	—	Сл.	—	1.15	0.162	0.24	Сл.
CO_2	0.04	0.39	0.40	—	—	—	—	—	—	1.10
SO_3	—	—	—	—	—	—	0.1	0.1	0.1	—
F	Не опр.	—	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—
H_2O+	—	—	—	—	0.03	0.23	—	—	—	—
H_2O-	0.09	0.15	—	0.13	0.36	—	—	—	—	—
П. п. п.	0.12	0.25	0.28	0.04	—	—	1.58	1.48	—	0.81
Сумма	100.36	99.80	99.85	100.21	100.69	100.46	100.21	100.39	101.33	99.90
N		1.885	1.883		1.879 ± 0.02	1.880 ± 0.02	1.881	1.877 ± 0.003	1.873	1.865
Уд. вес					3.805 ± 0.007	3.800 ± 0.007				

Таблица 1 (*продолжение*)

Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	36.99	35.00	38.65	37.05	37.07	36.45	36.48	38.55	38.48	37.60
TiO_2	—	0.08	0.16	0.11	0.11	Сл.	—	0.08	0.13	0.02
Al_2O_3	3.23	3.92	4.31	6.95	6.55	7.07	9.84	14.60	12.51	14.25
Fe_2O_3	22.90	23.00	21.96	19.33	18.83	20.74	18.25	9.98	11.34	10.85
FeO	2.88	2.99	0.80	0.73	0.75	0.76	2.27	2.13	1.56	2.02
MnO	0.52	0.60	0.72	0.43	0.44	0.23	1.71	0.85	0.65	1.11
MgO	0.10	0.70	1.00	1.50	1.51	0.50	—	1.40	0.49	0.33
CaO	29.00	30.84	31.02	32.15	32.17	34.23	31.51	31.00	33.74	32.26
K_2O	Сл.	0.03	0.15	0.12	0.13	—	—	0.09	0.03	0.01
Na_2O	0.03	0.03	0.15	0.04	0.04	—	—	0.06	—	0.02
P_2O_5	—	0.10	0.06	—	—	—	—	0.08	—	—
CO_2	—	—	—	1.98	2.00	—	—	—	—	—
SO_3	0.10	0.41	0.17	—	—	—	Не опр.	0.1	—	—
F	Сл.	—	—	—	—	—	» »	—	Не опр.	—
H_2O+	—	—	—	—	—	—	» »	—	Не опр.	—
H_2O-	0.24	—	—	0.06	—	—	» »	—	0.14	0.10
П. п. п.	2.10	2.38	1.28	0.60	1.63	—	—	0.88	1.12	0.13
Сумма	98.19	100.08	100.43	101.05	99.56	99.98	100.01	99.60	100.19	99.67
N		1.850	1.832	1.830	1.830			1.772		1.768 ± 0.02
Уд. вес						3.78			3.46	3.587

Таблица 1 (*продолжение*)

Компоненты	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO_2	36.97	38.46	37.70	37.21	38.94	38.41	38.22	38.55
TiO_2	0.19	0.09	0.05	0.30	0.42	0.22	0.28	0.50
Al_2O_3	13.86	15.81	14.92	16.31	15.32	17.02	17.14	15.49
Fe_2O_3	8,83	8.57	10.13	8.28	7.36	9.30	6.61	7.43

Таблица 1 (*продолжение*)

Компоненты	21	22	23	24	25	26	27	28
FeO	2.47	2.18	1.82	1.72	2.18	2.58	1.55	3.05
MnO	1.64	0.78	1.24	1.22	1.20	1.06	1.28	0.65
MgO	0.31	1.05	0.03	0.47	0.44	0.37	0.49	0.10
CaO	31.97	31.37	33.46	30.53	32.78	31.07	30.60	30.55
K_2O	0.06	0.12	0.30	0.19	—	0.10	0.16	0.04
Na_2O	0.04	0.04	0.12	0.16	—	0.10	0.12	0.05
P_2O_5	0.285	0.13	—	0.078	—	—	0.106	0.12
CO_2	—	—	—	—	—	Сл.	—	—
SO_2	0.88	0.1	—	0.1	—	—	0.1	0.41
F	—	—	Не опр.	—	0.40	Не опр.	—	—
H_2O+	—	—	0.10	—	—	—	—	—
H_2O-	—	—	0.10	—	0.12	0.30	—	—
П. п. п.	0.88	0.88	—	1.84	0.58	0.28	1.13	0.50
Сумма	99.98	99.48	99.96	100.30	99.74	100.81	100.15	99.98
N	1.766±0.02	1.766±0.02	1.768±0.02	1.765		1.761±0.02	1.766±0.02	1.764
Уд. вес			3.587				3.745±0.007	

Примечание. 1 — гранат черно-бурый, Главный скарн (Каленов, 1948); 2 — кристалл андрадита из Верхнего скарна балки № 1, колл. РГУ; 3 — гранат темно-коричневый из Верхнего скарна балки № 1, колл. РГУ; 4 — гранат из кварцево-скарновой жилы, Главный скарн (Каленов, 1948); 5 и 6 — гранат желтый, Северо-Западный скарн, гор. 2881 м (Лисицина, 1965); 7 — гранат из скарна сложного состава, Нижняя залежь, гор. 2464 м, колл. РГУ; 8 — гранат коричневый из сульфидного скарна по мрамору, Юго-Западный фланг Главного скарна, колл. РГУ; 9 — гранат желто-бурый из мрамора, Слепая залежь, гор. 2317 м, колл. РГУ; 10 — гранат из Приграничного скарна, гор. 2613 м, колл. РГУ; 11 — гранат зеленовато-желтый, гор. 2312 м (Кононов, 1963); 12 — гранат из сульфидного скарна, пик Веры, колл. РГУ; 13 — гранат желтовато-бурый из мрамора, Слепая залежь, гор. 2317 м, колл. РГУ; 14 и 15 — гранат из скарнированного мрамора, Эльджуртинский скарн, гор. 2317 м, колл. РГУ; 16 — гранат светло-зеленый, водораздел рек Баксан — Каярты (Соловьев, 1940); 17 — гранат бурый, Отлук-Ташла, Тырныауз (Ситковский, 1934); 18 — гранат светло-коричневый из пироксеново-гранатового скарна, Слепая залежь, колл. РГУ; 19 — гранат красно-бурый, р. Б. Тырныауз (Соловьев, 1940); 20 — гранат из кварцевой жилы, Замыкание Главного скарна, колл. РГУ; 21 — гранат из гранатово-пироксенового скарна, Юго-Западный фланг Главного скарна, гор. 2317 м, колл. РГУ; 22 — гранат из гранатово-пироксенового скарна, Приграничный скарн, гор. 2821 м, колл. РГУ; 23 — красный гранат из зальбанда скарновой жилы, (Каленов, 1940); 24 — гранат из зоны контакта с гранитоидом, Приграничный скарн, гор. 2687 м, колл. РГУ; 25 — гранат красный из зальбанда кварцевой жилы, Центральный скарн (Каленов, 1948); 26 — гранат розовый, Северо-Западный скарн (Лисицына, 1965); 27 — гранат красный из скарна сложного состава, Юго-Западный фланг Главного скарна, гор. 2613 м, колл. РГУ; 28 — гранат из пироксеново-гранатового скарна, Приграничный скарн, гор. 2687 м, колл. РГУ; Анализы гранатов из коллекции РГУ (Ростовского государственного университета) выполнены в химической лаборатории Северо-Кавказского геологического управления.

содержания от существенно андрадитовых к существенно гроссуляровым гранатам. Это относится к MnO и MgO. Окись кальция имеет сравнительно небольшие колебания, в основном 30—31%. Исключение составляет только ан. № 16, где содержание CaO равно 34.23%.

Результаты определения размеров ребра элементарной ячейки 14 гранатов из различных участков рудного поля свидетельствуют о принадлежности всех исследованных гранатов к серии гроссуляр—андрадит. Размер ребра ячейки двух-пяти компонентных разностей гранатов из этой серии, по данным М. А. Гневушева (1956), колеблется в пределах 11.825—12.04 кХ. Полученные путем пересчета результатов анализа наших проб величины *a* лежат в пределах 11.8—12.06 (±0.01) кХ. Сопоставимы с нашими данными и данные Е. Е. Лисицыной (1965).

На примере изученных гранатов прослеживается линейная зависимость величины *a* от компонентного состава гранатов. Она возрастает с увеличением радиуса трехвалентного катиона. Последний в гроссуляре представлен алюминием (R_{Al}=0.57 кХ), а в андрадите — железом (R_{Fe}=0.67 кХ).

Все химические анализы гранатов пересчитаны на молекулярный состав: пироп, альмандин, спессартин, гроссуляр и андрадит (табл. 2). Основными компонентами гранатов являются гроссуляр и андрадит.

Таблица 2

Молекулярный состав гранатов Тырныауза, %

Молекулярные составляющие	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Среднее из 12 анализов (I гр.)	13	14	15
Пироп	0.50	1.63	1.60	0.50	2.90	1.50	0.83	1.17	1.15	4.51	0.50	2.84	1.63	4.14	6.42	6.50
Альмандин	0.84	1.30	1.20	2.20	2.20	2.00	1.62	0.78	6.22	2.41	7.00	6.73	2.87	1.85	1.75	1.70
Спессартин	0.16	1.07	1.00	0.70	0.50	1.00	0.83	1.17	1.37	5.67	1.50	1.33	1.36	1.67	1.11	1.10
Гроссуляр	3.37	0.26	2.00	4.00	5.00	8.20	6.75	12.14	7.70	6.28	15.50	18.21	7.45	22.60	28.46	28.40
Андрадит	95.12	95.74	94.20	92.60	89.50	87.30	90.00	84.02	83.52	81.17	75.50	70.90	86.62	69.73	62.29	62.30
Пироп+альмандин+спессартин	1.50	4.00	3.80	3.40	5.60	4.50	3.28	3.20	8.74	12.59	9.00	10.90	5.87	7.66	9.29	9.30
a_{kX}		12.04±0.01				12.06±0.01				12.00±0.01						11.97±0.01

Таблица 2 (*продолжение*)

Молекулярные составляющие	16	17	Среднее из 5 анализов (II гр.)	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	Среднее из 11 анализов (III гр.)
Пироп	3.20	—	4.05	5.52	1.80	1.00	1.12	4.17	—	1.82	1.70	1.70	2.02	0.43	1.93
Альмандин	1.50	5.00	2.37	4.30	3.20	4.00	5.42	4.90	3.98	3.72	4.60	6.30	3.58	7.61	4.69
Спессартин	0.50	3.90	1.65	2.03	1.70	2.00	3.64	1.73	2.22	2.61	2.50	2.60	3.00	1.63	5.06
Гроссуляр	34.60	35.60	29.93	58.13	60.60	60.00	62.62	63.13	64.07	65.84	65.50	66.30	68.92	69.74	64.08
Андрадит	60.20	66.50	62.00	30.02	32.70	33.00	27.12	26.02	29.77	26.00	25.70	23.10	22.46	20.69	26.96
Пироп+альмандин+спессартин	5.20	8.90	8.07	11.85	6.70	7.00	10.18	10.80	6.22	8.15	8.80	10.60	8.60	9.67	8.96
a_{kX}												11.90±0.01			

Чистые андрадиты и гроссуляры встречаются весьма редко. Содержание гроссуляровой молекулы не превышает 70%, а андрадитовой достигает 95%. Сумма пироп+альмандин+спессартин равна 1.50—11.85%. Содержание этих компонентов в общем возрастает с увеличением гроссуляровой части: в существенно андрадитовых гранатах в среднем около 6%, в гроссуляровых — около 9%.

Д. С. Коржинский (1953, 1958) в своих работах показал, что при биметасоматических процессах образования скарнов должна проявиться вертикальная зональность. Это связано с тем, что концентрация железа и ряда других элементов в восходящих растворах непрерывно изменяется. В нижних частях растворы будут более богаты железом, чем верхние, поэтому возникает несколько зон, в которых образующиеся минералы характеризуются определенным содержанием железа и других элементов. Это особенно наглядно проявляется в изменении железистости пироксенов и гранатов.

На месторождении Тырныауз вертикальная зональность, прослеживающаяся в составе пироксенов и гранатов, выражается в изменении их железистости от верхних к нижним горизонтам, что отмечалось рядом предыдущих исследователей. Если наблюдения проводить по однотипному скарну, то зональность проявляется вполне отчетливо (табл. 3).

Таблица 3

Изменение состава гранатов в вертикальном разрезе Главного скарна

Горизонты, м	Тип скарна	N	Андрадит, %	Гроссуляр, %
2821	Пироксеново-гранатовые	1.753	8	92
2687	Гранатово-пироксеновые	1.764—1.771	17—22	78—83
2537	Пироксеново-гранатовые	1.756—1.766	15—18	82—85
2464	»	1.766—1.784	18—28	72—82
2317	»	1.828—1.879	60—96	40—10
2167	»	1.813	52	48

Горизонтальная зональность выражена обычно более четко. Гранаты в эндо- и экзоскарнах, как правило, довольно отчетливо отличаются по содержанию андрадитовой молекулы. От экзоскарна к эндоскарну содержание андрадитовой молекулы сравнительно резко сокращается, причем это наблюдается на одном и том же горизонте.

Часто как вертикальная, так и горизонтальная зональность затушевываются в связи с возрастанием концентрации железа в восходящих растворах, вызывающих скарнирование, что отмечал Д. С. Коржинский (1953). В связи с этим в верхних зонах образуются более железистые пироксены и гранаты; параллельно с этим идет формирование и более железистых гранатов в эндоскарнах. Таким образом, зональность, возникающая в первые этапы формирования скарнов, с трудом распознается.

Н. В. Соболев (1964) на основании обработки 230 химических анализов гранатов из скарнов выделил три типа скарновых гранатов: существенно андрадитовые гранаты, промежуточный тип и существенно гроссуляровые гранаты (табл. 4). На Тырныаузе нами выделены также три типа гранатов, которые в общем аналогичны по составу типам гранатов, установленным Н. В. Соболевым. Три типа гранатов отчетливо фиксируются в табл. 4 и на рис. 1.

Первый тип гранатов (существенно андрадитовые) тяготеет к экзоскарнам, третий — к эндоскарнам, второй занимает промежуточное положе-

Таблица 4

Типы гранатов (в %) Тырныауза

Тип	Пироп	Альмандин	Спессартит	Гроссуляр	Андрадит
I	$\frac{1.5\pm1.2}{1.63}$	$\frac{2.0\pm2.1}{2.87}$	$\frac{1.1\pm1.5}{1.36}$	$\frac{6.6\pm6.5}{7.45}$	$\frac{88.3\pm8.6}{86.62}$
II	$\frac{1.9\pm2.1}{4.05}$	$\frac{4.1\pm2.2}{2.37}$	$\frac{1.4\pm1.5}{1.65}$	$\frac{36.6\pm7.7}{29.93}$	$\frac{56.0\pm8.1}{62.00}$
III	$\frac{3.0\pm3.2}{1.93}$	$\frac{4.2\pm3.6}{4.69}$	$\frac{2.5\pm4.0}{5.06}$	$\frac{70.2\pm10.6}{64.08}$	$\frac{20.1\pm9.6}{26.96}$

Примечание. В числителе — данные Н. В. Соболева (1964), в знаменателе — автора.

ние. Как мы уже отмечали, эта закономерность часто нарушается, так как формирование гранатов идет в несколько стадий; причем каждая из последующих стадий более железистая.

По данным более 100 определений N построена диаграмма (рис. 2), отражающая зависимость показателя преломления от состава гранатов в ряду гроссуляр—андрадит.

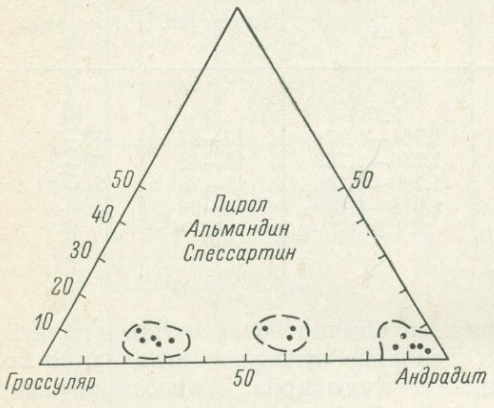


Рис. 1. Молекулярный состав гранатов Тырныауза.

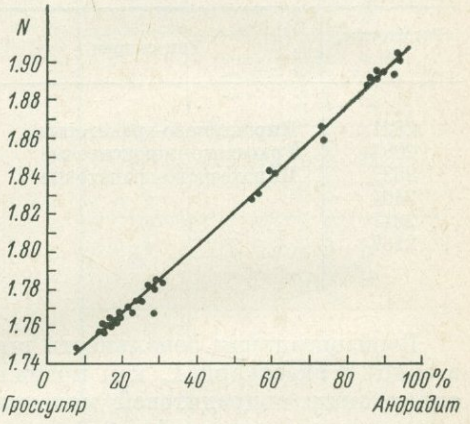


Рис. 2. Зависимость светопреломления гранатов Тырныауза от состава в серии гроссуляр—андрадит.

Как отмечалось выше, под микроскопом гранаты ведут себя то как изотропные, то как анизотропные или в одном и том же зерне проявляется анизотропность и изотропность. Степень анизотропности достигает иногда 0.010—0.011, но обычно значительно ниже. Анизотропные гранаты часто имеют зональное или секториальное погасание.

С. П. Соловьев (1938, 1940), впервые установивший наличие анизотропных гранатов на месторождении Тырныауз, отметил, что они тяготеют к эндоскарнам и более поздним генерациям (более низкотемпературные). Е. Е. Лисицына (1965) провела наблюдения над гранатами, зерна которых в центральной части были изотропные, а в краях анизотропные. Оказалось, что N изотропной части зерна выше N анизотропной. Г. В. Нестеренко подчеркнул, что аномальные гранаты чаще встречаются на нижних горизонтах, а О. В. Кононов считает, что анизотропные гранаты обычно имеют андрадитовый состав.

Наши исследования показали, что анизотропные гранаты обычно более железистые, представляют более поздние генерации и приурочены чаще к эндоскарнам, т. е. полученные нами данные совпадают с выводами предыдущих исследователей.

Образование гранатов на Тырныаузе происходило, аналогично пироксенам, в течение длительного промежутка времени, о чем свидетельствует наличие не менее 5 генераций.

К гранату I относится тонкозернистый изотропный гранат светлой розовато-коричневой окраски, встречающийся в скарнах и скарнированных роговиках. По мнению всех исследователей, гранат I выделился на первых стадиях скарнообразования непосредственно за пироксеном II. В шлифах повсеместно наблюдается замещение пироксена II гранатом I. Зерна граната I насыщены мелкими реликтами пироксена II. Местами отмечаются сложные взаимоотношения между пироксеном и гранатом, свидетельствующие о синхронности их образования.

Во вторую генерацию выделен кристаллический анизотропный гранат различных оттенков красного цвета. Гранат II распространен во всех телах, но более всего он развит на участках магнетитового оруденения (аномалии № 2 и 3, Северный скарн, скарны балки № 1). Подмечена тесная пространственная связь граната II с магнетитом, а местами также с белым крупнокристаллическим кальцитом (аномалия № 3, Северо-Западный скарн) и с кварцем (Юго-Западный фланг).

К третьей генерации относится сливной гранат прожилков и оторочек, развивающихся вдоль прожилков кварца. Гранат III по внешнему виду не отличается от граната I. Цвет его темно-розовый, розовато-коричневый, иногда весьма характерный — кирпично-красный. По составу прожилки бывают мономинеральными, чаще в ассоциации с гранатом II наблюдается пироксен II, везувиан, волластонит. Под микроскопом гранат III обычно изотропен. Анизотропный гранат II установлен в гранатовом скарне с магнетитом (аномалия № 3). Он образует звенья необычной клиновидной формы, ориентированные длинными осями перпендикулярно зальбандам прожилка.

Среди прожилкового граната, по-видимому, существует несколько генераций, но ввиду недостатка фактического материала для их выделения, все они объединены в одну генерацию. А. В. Пэк (1962) выделяет в зональных прожилках три генерации граната (гранат внутренний и внешней зон, неправильные выделения в пироксеновой и волластонитовой зонах).

Гранат III втречается во многих телах, исключая Южный и Северный скарны, скарны балки № 1, скарн № 26, скарны Тютю.

Гранаты IV, V являются одними из самых поздних минералов скарнов и связаны, по-видимому, с сульфидной стадией минерализации, так как постоянно сопровождаются вкрапленностью сульфидов. Гранат IV представлен кристаллическизернистыми агрегатами серо-зеленого, буровато-зеленого и темно-зеленого цвета. Гранат V отличается от граната IV цветом (медово-желтый, коричневый, бурый). Указанные гранаты развиты спорадически в виде небольших гнезд и отмечаются преимущественно в известняковых скарнах близ контакта скарнов с мраморами. В Северо-Западном скарне и скарнах пика Веры гранат V принимает участие в сложении бурых гранатовых скарнов с сульфидами. Гранаты IV, V встречаются порознь и совместно. В последнем случае почти всегда вокруг выделений граната IV наблюдаются оторочки граната V.

Сопоставление показателей преломления и молекулярного состава гранатов разных генераций из различных участков рудного поля показывает, что первая генерация граната имеет наименьшую железистость (гранаты содержат андрадитовые молекулы от 5 до 30 %),пятая генера-

ция — максимальную (андрадита 77—95%). Гранаты II, III и IV имеют промежуточную железистость. На Тырныаузе увеличение железистости в последующих по времени выделения генерациях проявляется довольно отчетливо, по крайней мере первая и пятая генерации граната резко отличаются по составу: первая — существенно гроссуляровая, пятая — существенно андрадитовая.

Выделенные О. В. Кононовым (1963) 6 генераций гранатов в общем аналогичны нашим 5 генерациям, за исключением четвертой генерации, которая, по его данным, существенно гроссуляровая, что вряд ли возможно так как V и IV генерации у него андрадитовые.

В гранатах присутствуют те же элементы-примеси (акцессорные), что и в пироксенах (Резников, Родзянко, 1967), но степень их распространения несколько иная, исключая отдельные элементы (титан, марганец, ванадий, цинк, галлий, серебро, вольфрам, барий).

Титан и марганец являются самыми распространенными элементами. Довольно широко распространены также медь, германий, олово. Кобальт, свинец и скандий характеризуются сравнительно равномерной концентрацией в гранатах различных скарновых тел и в то же время низкой частотой встречаемости.

По степени распространения элементы-примеси (акцессорные) гранатов разных скарновых тел можно объединить в две группы: 1) элементы с высокой частотой встречаемости — ванадий, никель, цинк, галлий, цирконий, молибден, бериллий и 2) элементы с преимущественно низкой частотой встречаемости — хром, серебро, висмут, иттрий, иттербий, вольфрам, стронций, барий.

Наиболее редко значимые содержания имеют в гранатах ниобий и мышьяк.

В гранатах среднее содержание титана (0.15%) выше, чем в пироксенах. Кроме того, на порядок возрастают средние величины концентрации германия, серебра, олова, висмута, ниобия, иттрия, иттербия. Средние содержания циркония, вольфрама и ванадия такие же, как в пироксенах. У прочих элементов они либо изменяются в меньшую сторону (но не более, чем на порядок), либо отличаются от средних содержаний в пироксенах на ничтожную величину. Минимальное среднее содержание характерно для мышьяка ($9 \cdot 10^{-5}$%).

Количество бора, по данным химического анализа, варьирует от $1.5 \cdot 10^{-4}$ (аномалия № 2) до 0.02% (аномалия № 3). Химическим анализом установлен также фтор (0.04—0.064%). Присутствие этого элемента, в известной мере, по-видимому, обусловлено парагенезисом граната с флюоритом. Последний довольно часто встречается в виде микровключений и микрожилков в гранатовом агрегате, особенно в пределах аномалии № 3, где зарегистрировано его максимальное содержание. Количество TR_2O_3 составляет в гранатах 0.01—0.02%.

Кларки концентрации элементов в гранатах почти не отличаются от их кларков концентрации в пироксенах. У большинства элементов они меньше 1. Средние содержания некоторых элементов (Ag, Sn, Bi, W, Mo) немного превышают величину их кларков в земной коре. Кроме молибдена, кларки этих элементов в гранатах выше, чем в пироксенах.

Характер распределения элементов в гранатах в вертикальном разрезе прослежен для целого ряда тел, и повсеместно (за редкими исключениями) наблюдается отсутствие четких закономерностей в изменении их содержания. В гранатах Замыкания с глубиной снижается содержание ванадия и галлия, неизменным остается содержание циркония. Гранаты Южного скарна характеризуются увеличением концентрации марганца в направлении от верхних к нижним горизонтам. Аналогичную тенденцию проявляют марганец, германий, олово, вольфрам и молибден в гранатах Слепой

залежи. В обратном направлении возрастают содержания титана и иттрия.

Состав элементов-примесей (акцессорных) в гранатах разных генераций несколько отличается. Гранаты ранних генераций (I и II) не содержат многих элементов. Постоянно отсутствуют в гранатах I и II хром, кобальт, свинец, мышьяк, стронций, вольфрам; в большинстве случаев — цинк, никель, иттрий, иттербий, цирконий. Спорадически присутствуют барий, висмут. Постоянно во всех генерациях гранатов встречаются медь, титан, марганец, германий, олово, молибден, бериллий.

Гранаты III ни в одной из 5 проб не содержат хрома, мышьяка, стронция и бария. В единичных пробах зафиксированы кобальт, свинец и скандий. Редкие элементы и большинство металлов обнаруживают 100%-ю встречаемость.

Гранаты IV характеризуются почти полным отсутствием мышьяка и редких элементов, исключая молибден. В гранатах V, кроме большинства редких элементов, металлоидов, свинца, не установлены некоторые элементы группы железа (V, Cr, Co) и малые петрогенные (Ba, Be).

Андрадит из скарнов балки № 1 из элементов группы железа содержит только титан, из редких установлен молибден, петрогенные элементы представлены бериллием. Наиболее многочисленны металлы (Pb, Sn, Ga, Cu).

Таким образом, гранаты, как и пироксены (Резников, Родзянко, 1967), в ходе формирования скарнов обогащались металлическими элементами и одновременно утрачивали элементы группы железа и редкие.

Присутствие в гранатах повышенных содержаний германия, олова, галлия, серебра объясняется, вероятнее всего, изоморфизмом. Некоторые сведения о формах вхождения редких и рассеянных элементов в состав гранатов имеются в работе А. С. Дудыкиной (1959). Германий в решетке гранатов замещает, по-видимому, кремний ($R_i Ge^{4+}$=0.044 Å; $R_i Si^{4+}$= =0.39 Å), а олово — трехвалентное железо (в гранатах преимущественно андрадитового состава), о чем свидетельствует близость размеров радиусов четырехвалентного иона олова и трехвалентного иона железа ($R_i Fe^{3+}$= =0.67Å). Галлий может быть связан с алюминием в гранатах с преобладанием гроссуляровой молекулы ($R_i Ga^{3+}$=0.62 Å; $R_i Al^{3+}$=0.57 Å). Серебро, как и в пироксенах, по размеру ионного радиуса ближе всего к кальцию и к тому же имеет более высокий заряд ($R_i Ag^{1+}$=1.13 Å; $R_i Ca^{2+}$+1.04 Å). Повышенные концентрации цинка в гранате трудно объяснить явлением изоморфизма. Скорее всего они обусловлены тонкорассеянной вкрапленностью рудных минералов. Для ванадия ($R_i V^{3+}$=0.61 Å) и хрома ($R_i Cr^{3+}$= =0.64 Å) допускается возможность вхождения в решетку граната на место окисного железа ($R_i Fe^{3+}$=0.67 Å). Ванадий, кроме того, может заместить алюминий в форме четырехвалентного иона ($R_i V^{4+}$=0.67 Å), висмут, по-видимому, — только кальций ($R_i Bi^{3+}$=1.20 Å; $R_i Ca^{2+}$=1.04 Å), а свинец — либо окисное железо в форме Pb^{+4} ($R_i Pb^{4+}$ = 0.76Å), либо кальций в виде Pb^{+2} ($R_i Pb^{2+}$=1.26 Å); можно объяснить вхождение их в состав граната и наличием в гранатах тонкой вкрапленности рудных минералов.

Изучение корреляционных связей в гранатах производилось в общей группировке,[2] в гранатах из скарнов сложного состава, из пироксеново-гранатовых и гранатово-пироксеновых скарнов (известняковых и роговиковых), из биотитовых и пироксеновых роговиков.

В общей группировке максимальное число корреляций с другими элементами имеет никель, несколько меньше — титан, ванадий, кобальт,

[2] По сумме анализов независимо от состава вмещающих пород.

цирконий, олово, бериллий. Серебро не имеет ни одной статистически значимой корреляционной связи с другими элементами.

В гранатах скарнов сложного состава все корреляционные связи элементов положительны. Установлена статистически значимая связь между бериллием и оловом. Кобальт и галлий не имеют устойчивых связей. Максимальное число корреляционных связей присуще германию, олову, вольфраму и молибдену.

В гранатах пироксеново-гранатовых и гранатово-пироксеновых скарнов наряду с положительными встречаются и отрицательные корреляционные связи. Полностью существенный и существенный интервалы включают в себя большее число статистически значимых коэффициентов корреляции.[3] Полностью существенная положительная корреляция выявлена между 24 парами элементов: Co—Mo, Zn—Mo, Ca—Mo, Ga—W, Ge—Mo, Ge—W, W—Mo и др. В определенно существенной положительной корреляционной зависимости находятся только германий и кобальт. Среди существенных связей имеются десять положительных и четыре отрицательных. Максимальное число связей имеют никель и цинк. Для бериллия статистически значимых корреляционных связей с другими элементами не установлено. Связь между молибденом и вольфрамом носит устойчивый характер.

В гранатах биотитовых и пироксеновых роговиков коэффициенты корреляции в основном существенные и слабо существенные. Полностью существенные корреляционные связи отсутствуют. Среди существенных связей пять положительных и одна отрицательная. Статистически значимая связь между молибденом, вольфрамом, оловом, бериллием не установлена. Ванадий, свинец, молибден не имеют значимых коэффициентов корреляции. Максимальное число связей у никеля и меди.

В гранатах роговиков уменьшается число корреляций и корреляционные связи значительно слабее по сравнению с гранатами скарнов.

В работе В. Ф. Лесняка (1957) описаны жидкие, газово-жидкие, жидко-газовые, существенно газовые, газовые и многофазовые включения. По нашим данным, все вышеперечисленные включения, за исключением неустановленных существенно газовых, относятся к первичным. Вторичные представлены газово-жидкими, жидко-газовыми и газовыми включениями; преобладают газово-жидкие. Среди первичных включений преобладают газово-жидкие и жидко-газовые, реже встречаются многофазовые, еще реже жидкие. Газовые включения наблюдаются крайне редко (рис. 3). Первичные включения в гранатах располагаются в основном в центральной части зерен, вторичные — приурочены к мелким микротрещинам, секущим зерна по зонам роста. По залеченным микротрещинам располагаются более крупные (7—10 мк) включения, чем включения, приуроченные к видимым микротрещинам (1—3 мк). Вторичные включения в количественном отношении преобладают над первичными. Приблизительное отношение первичных к вторичным 1 : 2.

Первичные включения — газово-жидкие и жидко-газовые — удлиненной формы с большим преобладанием удлинения над мощностью ($m : l = 1 : 5$). Иногда встречаются более изометричные многогранные включения с углами, по форме приближающимся к прямым. Газовый пузырек у всех без исключения включений черный, круглый или овальный, располагается в центре включения или в периферической части. В случае смыкания стенки включения с поверхностью газового пузырька

---

[3] При оценке существенности коэффициентов корреляции выделено четыре уровня значимости, соответствующие вероятностям 0.01, 0.02, 0.05 и 0.1. Численные значения коэффициентов корреляции, отнесенные в один из интервалов, получили соответственно названия полностью существенных, определенно существенных и слабо существенных.

последний наследует форму стенки включения. Степень наполнения газово-жидких — Г : Ж=1 : 3; жидко-газовых — Г : Ж=2 : 1.

Размеры включений колеблются в довольно больших пределах. Большинство имеет 2—6 мк по мощности и 8—10 мк по удлинению, иногда встречаются включения, размеры которых достигают 20—28 мк по мощности и 30—49 мк по удлинению. К этому же типу включений относятся немногочисленные «расшнурованные» жидко-газовые включения. Общая длина их «лент» достигает 70 мк.

Многофазовые включения удлиненные или изометричные со сглаженными краями. По количеству фаз наблюдаются: трехфазовые — жидкость, газовый пузырек и минерал-узник; четырехфазовые — жидкость, газовый пузырек и два минерала-узника; пятифазовые — жидкость, газовый

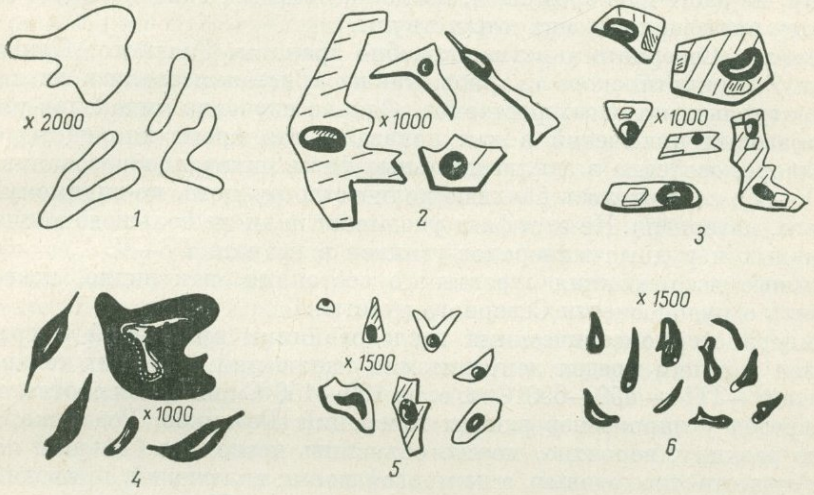


Рис. 3. Агрегатное состояние включений в гранатах Тырныауза.

Первичные включения: *1* — жидкие, *2* — газово-жидкие, *3* — многофазовые, *4* — газовые; вторичные включения: *5* — газово-жидкие, *6* — газовые.

пузырек и три минерала-узника или два газовых пузырька и два минерала-узника; шестифазовые — жидкость, газовый пузырек и четыре минерала-узника или два газовых пузырька и три минерала-узника.

Газовые пузырьки, как правило, примыкают к стенке включения. Они круглые, черного цвета. Минералы-узники прозрачны, по форме похожи на куб или параллелепипед, возможно галит или сильвин (?). Иногда они имеют вид обломков зерен и располагаются чаще всего вокруг газового пузырька; Т : Г : Ж=1 : 1 : 5 — 1 : 5 : 2 (объем твердой фазы составлен из суммы площадей всех минералов-узников). Размеры включений обычно не превышают 2—8 мк по мощности и 6—16 мк по удлинению. Иногда встречаются более крупные включения, у которых удлинение преобладает над мощностью. Размеры одного из таких включений — 4×32 мк. В поздних гранатах IV—V встречаются рудные минералы-узники черного цвета и неправильной формы.

Жидкие включения удлиненные с округлыми углами, прозрачные, иногда подковообразной формы. Средние размеры 5—10 мк по мощности и 10—16 мк по удлинению.

Газовые включения округлые, черного цвета, слегка вытянуты, иногда имеют игольчато-заостренные выступы. Средние размеры 2—28 мк по мощности и 8—32 мк по удлинению.

Вторичные включения газово-жидкие, чаще вытянутой, остроугольной формы с черным газовым пузырьком, который может находиться в центральной и периферийной областях включения; Г : Ж=1 : 2.

Газовые включения черные, удлиненной формы — включения «сухих» газов. Средние размеры 1—3 мк по мощности и 2—7 мк по удлинению.

Гранаты, как и пироксены, осаждались из неоднородных по степени концентрации растворов (Резников, Родзянко, 1967). Основная масса гранатов Главного, Приграничного и Эльджуртинского скарнов кристаллизовалась из высококонцентрированных растворов, пересыщенных хлоридами. Об этом свидетельствует наличие в них большого количества многофазовых включений с хлоридными минералами-узниками. Гранаты Слепой залежи так же, как и пироксены этого тела, образовались, по-видимому, из растворов средних и, возможно, низких концентраций. Многофазовые включения в них отсутствуют.

Гранаты Северного участка, подобно гранатам Главного, Приграничного и Эльджуртинского скарнов, также кристаллизовались из высокотемпературных маточных растворов. Однако изучение минералов-узников многофазовых включений в них показало, что кроме хлоридных солей в растворе, особенно в заключительные фазы минералообразования (гранат IV—V), содержалось большое количество рудного, по-видимому сульфидного, материала. На этот факт указывает наличие большого количества хлоридных и рудных минералов-узников в гранате IV—V.

Данные исследования агрегатного состояния, как видно, позволяют говорить о рудоносности Северного участка.

Минералотермометрическими исследованиями включений в гранатах выявлен верхний предел декрепитации включений в ранних генерациях граната (I—III — 450—650°С, т. е. на 100—150°С ниже, чем соответствующий предел у пироксенов ранних генераций (Резников, Родзянко, 1967). Такую разницу, вероятно, можно объяснить несколько большим количеством существенно газовых, а не многофазовых включений, приходящихся на единицу площади по сравнению с пироксеном. Нижний предел декрептации включений — 150—400°С — соответствует незначительному количеству жидких включений. Гранат поздних генераций (IV—V) более низкотемпературен. Наступление гомогенного состояния многофазовых включений в гранате IV—V с рудным минералом-узником наступает на 60—80° С раньше, чем во включениях с нерудным минералом-узником в гранате I—III, не содержащим во включениях рудного материала. Характерно также, что гранаты известняковых скарнов имеют температуру декрепитации несколько ниже, чем гранаты соответственных генераций из роговиковых скарнов. В этом отношении затруднено однозначное решение вопроса для гранатов из скарнов, образование которых происходило в условиях частого переслаивания известняков и роговиков (Слепая залежь).

ВЕЗУВИАНЫ [4]

С. М. Курбатов (1946) приводит описание везувиана из 71 месторождения Советского Союза, подавляющая часть которых имеет контактово-метасоматическое происхождение. Среди них можно отметить целый ряд месторождений, по геологическим условиям близких к рассматриваемому Тырныаузскому месторождению вольфрама и молибдена. Ряд работ появился в последние годы (Беус, 1957; Кононов, 1960; Орлов, Мартьянов, 1961; Мельницкий, 1966; Хвостова, Кумскова, 1966; Костюк, 1967).

Везувиан Тырныауза впервые описан С. П. Соловьевым (1940). Автор сопоставил везувианы с хребта Б. Тырныауз и М. Мукулана, определил

[4] Написано совместно с Г. П. Бессоновой.

оптические константы и химический состав везувиана с хребта Б. Тырныауз. К этому же времени относятся исследования А. Д. Каленова (1940), определившего место везувиана в схеме процесса скарнообразования. В дальнейшем о везувиане упоминается в ряде более поздних петрографических и минералогических работ по Тырныаузу, однако работы по изучению состава этого минерала и его геохимическим особенностям отсутствуют. Последнее, возможно, связано с трудностью отбора чистых фракций этого минерала вследствие тесного срастания его с другими минералами и загрязненности мельчайшими включениями пироксена, граната, волластонита, кальцита, флюорита.

В скарновых телах Тырныаузского рудного поля везувиан является одним из самых распространенных силикатных минералов после пироксена и граната. Он, как правило, развит в пределах скарновых тел, образовавшихся на контакте силикатных пород (роговиков, лейкократовых гранитоидов, эльджуртинского гранита) с мраморами, где приурочен главным образом к экзоскарновым зонам. Наиболее богаты везувианом скарновые образования в мраморах близ контакта с Эльджуртинской интрузией (так называемый Эльджуртинский скарн). В скарновых телах, залегающих в роговиках без видимой связи с карбонатными породами, везувиан встречается редко в виде мелких обособленных зерен.

Известняковые скарны с везувианом и волластонитом получили на Тырныаузе наименование «скарнов сложного состава». В таких скарнах, а также в скарнированных мраморах везувиан зачастую количественно превосходит пироксен и гранат. Среднее содержание везувиана в названных породах не превышает 30%, а максимальное достигает 55%. Роговиковые скарны содержат везувиан в качестве нехарактерной случайной примеси. Везувиан встречен также в составе разнообразных маломощных прожилков, секущих мраморы, скарны и лейкократовые гранитоиды.

Для везувиана характерны гнездообразные, линзовидные, полосчатые обособления, сложенные зернами размером от первых десятых долей миллиметра до 1.5 мм, Форма зерен неправильная, короткопризматическая, таблитчатая. В некоторых случаях при значительном развитии по оси *c* образуются столбчатые кристаллы, достигающие 3—4 см при толщине 1—2 мм, собранные в лучистые агрегаты.

Везувиан отличается крайне разнообразным цветом (бурый, коричневый, фисташково-зеленый, зеленовато-желтый). Бурые и коричневые везувианы большей частью непрозрачны, зеленовато-желтые слегка прозрачны. Иногда везувиан обнаруживает сильное внешнее сходство с гранатом. Ассоциация гранат—везувиан наиболее постоянна и характерна для этих минералов.

Зерна везувиана постоянно отличаются микротрещиноватостью и наличием многочисленных мельчайших включений других минералов (рис. 4). Микротрещинки выполнены кальцитом, флюоритом, изредка изотропным гранатом.

В шлифах везувиан повсеместно выглядит одинаково. Плеохроизм от бесцветного по Nm до желтовато-бурого по Np; оптически отрицателен; оптические константы: Ng=1.705—1.709, Nm=1.708—1.716, двупреломление — 0.002—0.01. Приведенные данные близки к данным редкоземельного везувиана из Енисейского кряжа (Орлов и Мартьянов, 1961). Везувиану Тырныауза свойственна аномальная интерференционная окраска — пятнистая в грязно-серых и грязно-зеленоватых тонах. Встречены зерна везувиана концентрически-зонального строения (рис. 5).

Достоверно выделено 2 генерации везувиана: в основной массе скарнов и в прожилках. О взаимоотношении везувиана с другими минералами и его месте в ряду последовательности минералообразования не существует единого мнения. А. Д. Каленов (1940) считает его самым ранним минералом

скарнов. С. П. Соловьев (1940) и А. В. Пэк (1962) также относят его к ранним минералам, но указывают, что выделению везувиана предшествовало образование ранних генераций пироксена, а иногда и граната.

Рис. 4. Мелкие включения (реликты) пироксена в крупнокристаллическом везувиане. Увел. 32, николи +.

Многочисленные наблюдения в шлифах позволили для ряда тел довольно точно установить место везувиана в процессе минерализации

Рис. 5. Кристаллы везувиана концентрически-зонального строения. Увел. 24, николи +.

(после первых генераций волластонита, пироксена и граната). Местами же (юго-западный фланг Главного скарна, скарны пика Веры) тесная ассоциация везувиана с гранатом I и выполнение гранатом I микро-

трещин в везувиане позволяют предполагать синхронность их выделения при некотором опережении граната I везувианом. Последний при своем образовании наиболее интенсивно замещает пироксен. В Эльджуртинском скарне везувиан явился самым ранним минералом скарнового процесса.

Везувиан II связан повсеместно с прожилковой стадией, более поздней, чем главная скарновая стадия.

Химический состав везувиана характеризуется большим непостоянством даже в одном и том же месторождении, вследствие чего выделяется несколько минеральных химических разновидностей этого минерала: Be-везувиан (до 1.5% BeO), Cr-везувиан (до 2% Cr), Ti-везувиан (до 4.73% Ti), B-везувиан (вилуит) и др. (Дир и др., 1965).

Химические анализы везувианов Тырныауза приведены в табл. 5.

Таблица 5

Химический состав везувианов Тырныауза (вес. %)

Компоненты	Главный скарн	Слепая залежь	Скарны пика Веры	Эльджуртинский скарн	Хребет Б. Тырныауз	Средний состав везувиана для рудного поля
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	37.40	37.43	35.79	36.00	36.72	36.67
TiO_2	0.54	0.53	0.74	0.53	0.07	0.48
Al_2O_3	16.14	15.83	14.33	15.08	17.03	15.68
B_2O_3	0.60	Не опр.	1.73	2.69	Не опр.	1.67
Fe_2O_3	3.22	2.65	4.92	4.40	1.59	3.36
FeO	2.31	2.63	2.76	2.33	2.30	2.46
MnO	0.25	0.78	0.14	0.23	0.14	0.30
MgO	2.22	3.14	4.28	2.52	2.46	2.92
CaO	34.73	35.41	31.19	34.60	35.36	34.26
K_2O	—	0.03	0.32	0.36		
Na_2O	—	0.07	0.05	0.16	0.10	0.22
P_2O_5		0.07				
SO_3	—	<0.1	1.17	0.67		0.48
F	1.50					
H_2O^-	0.07		0.46	Не опр.	0.11	
П. п. п.	2.13	1.0	1.82	0.26	3.65	1.77
Сумма	101.11	99.39	99.96	99.83	100.13	

Примечание. 1 — по А. Д. Каленову (1940); 2, 3, 4 — образцы из коллекции РГУ; 5 — по С. П. Соловьеву (1940). Анализ образцов из коллекции РГУ выполнен в ЦХЛ СКГУ.

Химический состав исследуемых везувианов характеризуется наличием бора. Бороносные везувианы известны для ряда месторождений Урала и Сибири (Мельницкий, 1966). Содержание B_2O_3 в них может достигать 4.6%. В везувианах Тырныауза B_2O_3 составляет от 0.6 до 2.69%.

В. В. Мельницкий (1966) показал, что бор в везувианах изоморфно связан с алюминием. Выявление ряда силикатов, в том числе и везувиана с примесью бора, является, по мнению этого исследователя, прямым поисковым признаком, так как изоморфное вхождение бора в силикаты возможно только при высоких концентрациях этого элемента в гидротермальных растворах.

Хотя химические анализы везувиана многочисленны и начали производиться еще с 1796 г. (Курбатов, 1946), общепринятой формулы для везувиана пока не существует. Химические анализы часто не соответствуют идеальной формуле этого минерала, которую в 1931 г. на основании рентгеновских данных предложили Уоррен и Моделл (табл. 6). Пересчет полученных нами данных по везувиану из Эльджуртинского скарна и дан-

Таблица 6

Кристаллические формулы везувиана

№ п/п	X	Y	Z	
1	Ca_{10}	$(Mg, Fe^{\cdot\cdot}, Fe^{\cdot\cdot\cdot})_2Al_4$	Si_9	$O_{34}(OH, F)_4$
2	$Ca_{8.9}$	$(Mg_{0.86}Fe^{\cdot\cdot}_{0.47}Mn_{0.05}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0.57})_{1.95}(Al_{4.28}B_{0.24}Ti_{0.09})_{4.61}$	$(Si_{8.72}Al_{0.28})_{9.0}$	$O_{33.48}(OH_{3.39}F_{1.13})_{4.52}$
3	$Ca_{8.83}K_{0.1}Na_{0.07}$	$(Mg_{0.91}Fe^{\cdot\cdot}_{0.47}Mn_{0.04}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_{0.81})_{2.23}(Al_{4.06}B_{1.13}Ti_{0.09})_{5.28}$	$(Si_{8.83}Al_{0.17})_{9.0}$	$O_{37.58}OH_{0.42}$

Примечание. 1 — формула по Уоррену и Моделлу (1931 г.); 2 — пересчет по анализу А. Д. Каленова (1940); 3 — данные авторов (пересчет выполнен с участием А. П. Резникова).

ных А. Д. Каленова (1940) для везувиана из Главного скарна дает в целом хорошую сходимость с формулой Уоррена и Моделла (табл. 6).

Рентгеноструктурный анализ позволил установить для везувиана размер ребра элементарной ячейки ($c = 11.65 \pm 0.02$ Å). Дебаеграммы, полученные с двух исследованных образцов везувиана табл. 7, близки к дебаеграмме везувиана, взятого за эталон из справочника В. И. Михеева (1957).

Для исследования элементов-примесей в везувиане было отобрано и проанализировано спектральным и другими методами 39 чистых мономинеральных проб. Более 90% проанализированных проб представлено первой генерацией этого минерала.

Исследованные пробы везувиана содержат следующие акцессорные элементы: V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Ag, Sn, Pb, Bi, Sc, Zr, Nb, Yb, W, Mo, Sr, Ba, Be. Сумма редких земель, определенная при химическом анализе ряда проб везувиана, присутствует в среднем в количестве 0.04%. Отличие везувиана от других главных скарновых минералов (пироксена, граната, волластонита) состоит в полной его стерильности в отношении мышьяка.

Для многих элементов характерна высокая степень распространения. В 100% проб установлены Ni, V, Cu, Sn, Be. Частота встречаемости хрома, никеля, цинка и молибдена варьирует от 50—60 до 100%. Примечательно, что наиболее низкая степень распространения этих элементов свойственна главным образом везувианам, отобранным из Эльджуртинского скарна.

Большая группа элементов характеризуется весьма неравномерным распространением (от 0 до 100%), при этом одни из них (Co, Ga, Bi, Sc, Zr, Sr) обнаруживают преимущественно высокую встречаемость (50—100%), другие (Ge, Ag, Y, Yb, W, Ba) — в основном низкую (не более 50%). Реже всего в везувианах устанавливаются свинец и ниобий. В количестве, превышающем предел чувствительности метода анализа, они встречены соответственно в 4 и 2 пробах из северо-западного фланга Главного скарна.

Приведем средние содержания и кларки концентрации акцессорных элементов в везувиане Тырныауза:

	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge
Среднее содержание, %	$4.5 \cdot 10^{-3}$	$3.5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1.6 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$1.4 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Кларк концентрации	0.5	0.42	0.55	0.34	0.34	3.61	0.73	3.57

Продолжение

	Sn	Ag	Pb	Bi	Sc	Y	Zr
Среднее содержание, %	$7 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-5}$	$2.2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1.2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Кларк концентрации	28.0	43.0	0.04	2444.0	0.5	0.41	0.06

Продолжение

	Nb	Yb	W	Mo	Sr	Ba	Be
Среднее содержание, %	$2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$1.4 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$2.5 \cdot 10$
Кларк концентрации	0.01	0.03	68.0	54.5	0.41	0.12	7.36

Из приведенных данных видно, что содержание большинства акцессорных элементов довольно низкое ($n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-5}$%). Более или менее значительны только содержания W ($9 \cdot 10^{-3}$%), Ba ($8 \cdot 10^{-3}$%), Sn ($7 \cdot 10^{-3}$%) и Mo ($6 \cdot 10^{-3}$%). Максимально высокое среднее значение

Таблица 7

Дебаеграммы везувиана

Обр. 1		Обр. 2		Везувиан (по В. И. Михееву, 1957)	
I	d_{kX}	I	d_{kX}	I	$\frac{d\alpha}{n}$
3	3.32	10	2.72	2	4.07
10	3.00	10	2.57	2	3.90
2	2.94	7	2.43	2	3.47
2	2.82	1	2.313	2	3.22
10	2.74	1	2.177	6	3.04
3	2.65	2	2.103	6	2.93
8	2.59	2	1.772	10	2.74
5	2.44	2	1.754	8	2.59
1	2.33	4	1.655	7	2.45
2	2.11	10	1.613	4	2.34
2	1.93	3	1.547	2	2.22
2	1.82	3	1.487	6	2.12
2	1.76	3	1.469	4	1.88
2	1.68	3	1.378	5	1.81
3	1.66	3	1.338	5	1.76
10	1.621	3	1.292	7	1.66
3	1.592	3	1.275	8	1.63
3	1.553	1	1.261	4	1.562
3	1.493			4	1.502
3	1.476			4	1.389
3	1.419			7	1.346
3	1.383			5	1.305
2	1.368			2	1.285
6	1.340			5	1.266
7	1.292			2	1.228
4	1.275			6	1.102
				6	1.071
				2	1.029
				2	0.999

Примечание. Условия анализа: Cr-излучение, напряжение на аноде 25 кв, экспозиция 4 часа, анодный ток 2 ма. Обр. 1 — из скарнов пика Веры, обр. 2 — из Эльджуртинского скарна.

концентрации характерно для Zn ($3 \cdot 10^{-2}$) и Sr ($1.4 \cdot 10^{-2}$). Кларки концентрации подавляющего большинства элементов в везувиане меньше 1, т. е. ниже средних содержаний в земной коре (по А. П. Виноградову, 1962 г.). Наиболее значительны кларки концентрации Sn (28), Ag (43), Mo (54.5), W (68). Несомненно, заслуживает интереса Bi, среднее содержание которого в везувиане почти в 2500 раз превышает значение кларка в земной коре.

Везувиан в скарнах является концентратором некоторых элементов, прежде всего V и Sr. Их концентрации в везувиане на порядок выше, чем в скарнах сложного состава. В Эльджуртинском скарне, кроме того, по величине содержания выделяются Ti и Zr. Однако последнее, по-видимому, связано с парагенезисом везувиана и акцессорных минералов скарнов — сфена, циркона. Присутствие же в повышенных количествах V и Sr обусловлено, по-видимому, изоморфным вхождением их в кристаллическую решетку везувиана (Sr в виде двухвалентного иона с радиусом 1.2 Å на место иона Ca^{+2}, имеющего близкий ионный радиус — 1.04 Å, а V — на место Al (V^{+4}—r_i=0.61 Å; Al^{+3} — r_i=0.57 Å).

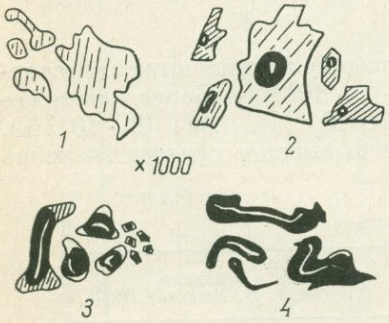


Рис. 6. Агрегатное состояние включений в везувиане.

Первичные включения: *1* — жидкие; *2* — газово-жидкие; *3* — существенно газовые; *4* — «сухих» газов.

По трем вертикальным разрезам прослежено поведение акцессорных элементов в везувиане. Почти все элементы характеризуются отсутствием каких-либо тенденций в изменении содержаний с глубиной. В одном разрезе установлено увеличение к глубоким горизонтам концентраций иттрия и иттербия, а в обратном направлении — бериллия. Содержания галлия, германия и серебра остаются в вертикальных разрезах неизменными, а у остальных элементов их изменение носит хаотический характер.

В изменении содержаний элементов в везувианах в пределах рудного поля с запада на восток и с севера на юг закономерность также не установлена.

По данным изучения агрегатного состояния включений, везувиан кристаллизовался преимущественно из растворов средней концентрации при относительно высоких температурах и незначительном давлении, о чем свидетельствует преобладание газовых включений среди установленных пяти типов включений (жидкие, газово-жидкие, жидко-газовые, существенно газовые, газовые). Подчиненное значение имеют двухфазовые жидкие включения (газово-жидкие и жидко-газовые). В отдельных случаях везувиан пересыщен жидкими включениями, количественно преобладающими над всем другими типами включений. Этот факт указывает на участие жидких растворов в образовании минерала.

Существенно газовые включения всегда остроугольны с черным газовым пузырьком, занимающим 85—95% объема вакуоли (рис. 6). Размер включений до 30 мк по мощности и 545 мк по удлинению. Газовые включения обычно удлиненные с соотношениями $m : l = 1 : 2$. Двухфазовые жидкие включения с соотношением Г : Ж = 1 : 6—1 : 5 у газово-жидких и 1 : 2 у жидко-газовых. Жидкие включения близки к изометричной форме величиной до 40 мк.

Электронномикроскопическими исследованиями в везувиане обнаружены тонкодисперсные коломорфные минералы-спутники, имеющие гнездо-

вое расположение на фоне своеобразной глобулярной структуры минерала-хозяина. Изредка отмечаются остроугольные и кубические кристаллы (вероятно, флюорита).

Декрепитометрический анализ везувиана выявил широкий диапазон растрескивания включений — от 100—150 до 600—650° С с конечными максимумами при 400—610° С. Следует отметить при этом, что выделение наиболее высокотемпературного интервала иногда спорно, так как наличие летучих компонентов, а также микроскопическая загрязненность твердыми включениями других минералов обусловливает зачастую беспрерывное (в пределах 100—600° С) появление интенсивных пиков на декрепитограмме.

ВЫВОДЫ

1. Гранаты Тырныаузского месторождения, как и пироксены, являются главными породообразующими минералами скарнов. По химическому составу гранаты Тырныауза аналогичны типам гранатов, выделенных Н. В. Соболевым (1964). Основными компонентами гранатов являются гроссуляр и андрадит. Чистые андрадит и гроссуляр встречаются редко. Содержание гроссуляровой молекулы не превышает 70%, а андрадитовой достигает 95%, сумма пироп+альмандин+спессартин равна 1.50—11.85%; содержание этих компонентов возрастает с увеличением гроссуляровой части.

Состав гранатов изменяется в горизонтальном направлении — от экзоскарна к эндоскарну содержание андрадитовой молекулы сравнительно резко сокращается; железистость уменьшается и в вертикальном направлении — к верхним горизонтам месторождения.

Выделено 5 генераций граната. Поздние генерации более железистые, чем ранние. Крупнозернистый андрадит V генерации завершает процесс скарнообразования. Таким образом, химический состав гранатов зависит от времени кристаллизации и пространственного положения, что характерно для минералов скарнов (Коржинский, 1953).

Оптические свойства гранатов подчиняются известной закономерности: показатель преломления зависит от состава гранатов в ряду гроссуляр—андрадит.

Гранатам Тырныауза присуща широкая гамма характерных элементов-примесей (W, Mo, Sn, Bi, Zn и др.). Наличие молибдена, вольфрама, висмута, олова и других элементов руд указывает на индикаторную специализацию гранатов в отношении этих элементов и свидетельствует о единстве источника скарно- и рудообразующих растворов.

Подтверждается вывод С. П. Соловьева о более высокой температуре формирования изотропных гранатов по сравнению с анизотропными. Гранаты ранних генераций (I—III) более высокотемпературные, чем гранаты поздних генераций (IV—V); разница температур составляет 60—80° С. По данным температур декрепитации образование гранатов ранних генераций происходило до температуры 650° С, поздних — до 570—590° С. Широкое развитие в гранатах многофазовых включений указывает на высокую концентрацию маточных растворов.

Агрегатное состояние включений в гранатах по наличию рудных минералов-узников может быть использовано для прогнозной оценки рудоносности скарнов: в поздних гранатах Тырныауза, ассоциирующих с сульфидной полиметальной минерализацией, в составе включений присутствуют рудные минералы-узники.

2. Везувиан в скарнах Тырныауза является одним из главных породообразующих минералов и развит в основном в экзоскарновых зонах. Наиболее характерна ассоциация везувиана с гранатом и волластонитом.

Выделено две генерации минерала. Наиболее распространен везувиан I, выделившийся в главную скарновую стадию преимущественно после первых генераций пироксена, граната и волластонита.

По оптическим свойствам (Ng=1.705—1.709, Nm=1.708—1.716, двупреломление 0.002—0.01, оптически отрицательный) близок к редкоземельному везувиану из Енисейского кряжа, описанному Ю. А. Орловым и Н. Н. Мартьяновым (1966). По химическому составу относится к борсодержащей разновидности (вилуиту).

Кристаллохимические формулы везувианов Тырныауза близки к теоретической формуле Уоррена и Моделла.

Везувиан содержит в качестве акцессорной примеси разнообразные элементы (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Ag, Sn, Pb, Bi, Sc, Y, Zr, Nb, Yb, W, Mo, Sr, Ba, Be, TR), из которых наибольшим распространением пользуются Ni, V, Cu, Sn и Be. По величине среднего содержания заслуживают интереса Bi, W, Mo, Sn, Ag, концентрации которых весьма превышают кларки в земной коре (соответственно в 2444, 68, 54.5 43 и 28 раз).

Повышенное содержание вольфрама и молибдена в везувиане следует, по-видимому, так же как и для пироксена (Резников, Родзянко, 1967), рассматривать как проявление индикаторной специализации на вольфрам-молибденовое оруденение в скарнах.

Для ванадия и стронция везувиан в скарнах является минералом-концентратором.

В распределении акцессорных элементов в везувиане в вертикальном разрезе и в пределах площади рудного поля каких-либо определенных тенденций не установлено.

Агрегатное состояние включений в везувиане остается в пределах скарновых тел практически неизменным, что, возможно, может свидетельствовать о сравнительно устойчивом температурном градиенте (сравнительно высоком и равномерном прогреве вмещающих пород) в период скарнообразования.

По данным температур декрепитации, везувианам свойствен сравнительно широкий диапазон формирования, порядка 400—610° С (без учета поправок на давление и концентрацию растворов).

ЛИТЕРАТУРА

Агафонова Т. Н., В. Ф. Свиступенко. 1949. Везувианы Джамского месторождения. ДАН СССР, нов. сер., 68, № 2.

Беус А. А. 1957. О бериллиевом везувиане. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 8.

Варданянц Л. А. 1940. Молодые интрузивные породы Тырныауза. Сов. геология, № 2—3.

Вербичев К. Х. 1954. К вопросу о генезисе существенно гранатовых скарнов с сульфидами в бассейне р. Баксан. Тр. НПИ, т. 23.

Вербичев К. Х. 1959. Результаты минерало-термометрических исследований некоторых минералов Тырныауза. Тр. НПИ, т. 103.

Гневушев М. А., А. И. Калинин, В. И. Михеев, Ф. И. Смирнов. 1956. Изменения размеров ячейки гранатов в зависимости от состава. Зап. ВМО, ч. 85, вып. 4.

Горбунов Л. В., Н. К. Нефедов. 1963. Закономерности распределения вольфрама и молибдена в главном скарне Тырныаузского месторождения. Изв. вузов, Цветная металлургия, № 3.

Грудев А. П. 1964. Состав и номенклатура гранатов андрадит-гроссулярового изоморфного ряда. Тр. Минер. музея им. А. Е. Ферсмана, вып. 15.

Дир У. А., Р. А. Хауи, Д. Т. Зусман. 1965. Породообразующие минералы, т. 2. Изд. «Мир», М.

Джафф Г. В. 1952. Роль иттрия и др. редких элементов в группе граната. В кн.: Редкие элементы в изверженных породах и минералах, Изд. ИЛ, М.

Дудыкина А. С. 1959. Парагенетические ассоциации элементов-примесей в гранатах различного генезиса. Тр. ИГЕМ, вып. 28.

Жариков В. А. 1966. Соответствие составов существующих пироксена и граната известковых скарнов. ДАН СССР, т. 170, № 2.

Каленов А. Д. 1940. Генезис молибденового оруденения в скарнах месторождения Тырныауз. Автореф. дисс., М.
Каленов А. Д. 1948. Очерк минералогии Тырныауза. Уч. Зап. Каб.-Балк. НИИ, т. 3.
Кононов О. В. 1963. Процессы молибдено-вольфрамового оруденения в скарнах Тырныаузского месторождения. Автореф. дисс., М.
Кононова В. А. 1960. О метамиктной разновидности везувиана из щелочного пегматита Юго-Восточной Тувы. ДАН СССР, 130, № 2.
Коржинский Д. С. 1953. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях», Изд. АН СССР, М.
Коржинский Д. С. 1958. Режим кислотности—щелочности и вертикальная зональность при послемагматических процессах. В кн.: Матер. к Всесоюзн. совещ. по разработке научных основ поисков слепых рудных тел, Госгеолтехиздат, М.
Костюк В. П. 1967. О составе везувиана Тырданова Улуса. Геология и геофизика, № 6.
Курбатов С. М. 1946. Везувианы из месторождений СССР. Изд. ЛГУ.
Лесняк В. Ф. 1957. Опыт минерало-термометрических исследований Тырныаузского скарно-рудного комплекса на Северном Кавказе. Тр. Всесоюзн. научно-иссл. инст. пьезооптн. минер. сырья, т. 1, вып. 2.
Лисицына Е. Е. 1965. Геологическое строение западной части месторождения Тырныауз. Автореф. дисс., Ростов-на-Дону.
Мельницкий В. В. 1966. Изоморфизм бора в прените, везувиане и других силикатах и его значение при поисках. Геология рудных месторождений, т. 8, № 4.
Михеев В. И. 1957. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М.
Нестеренко Г. В. 1959. Поведение титана в процессе формирования скарнов месторождения Тырныауз. Геохимия, № 14.
Нестеренко Г. В. 1960. Некоторые особенности процесса скарнообразования месторождения Тырныауз. Геохимия, № 2.
Нестеренко Г. В., З. В. Студенкова, Е. Н. Савинова. 1958. Редкие рассеянные элементы в скарнах Тырныауза. Геохимия, № 3.
Орлов Ю. А., Н. Н. Мартьянов. 1966. Редкоземельный везувиан из Енисейского кряжа. Тр. Минер. музея АН СССР, вып. 11.
Пэк А. В. 1962. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 56.
Резников А. П., Н. Г. Родзянко. 1967. Пироксены Тырныаузского месторождения (Северный Кавказ). Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 96, вып. 2.
Родзянко Н. Г., А. П. Резников, Ю. А. Сафаров, А. Ф. Свириденко. 1965. Малые элементы в гранатах из скарнов молибдено-вольфрамового месторождения. Научн. сообщ. за 1964 г., Изд. РГУ.
Родзянко Н. Г. 1969. К методике минералого-термометрических исследований условий формирования скарнов Тырныаузского рудного поля. В кн.: Проблемы метасоматоза, Материалы к симпозиуму 15—20 декабря 1969 г., Л.
Родзянко Н. Г. 1969. Распределение химических элементов в Тырныаузском скарново-рудном поле. Изд. Ростовск. унив.
Соболев Н. В. 1964. Парагенетические типы гранатов. Изд. «Наука», Новосибирск.
Соловьев С. П., Х. С. Никогосян. 1938. Аномальные гранаты района Тырныауза и переход их в изотропное состояние при нагревании. Зап. ВМО, ч. 67, вып. 9.
Соловьев С. П. 1940. Рудоносный район Тырныауз. В кн.: Петрография СССР, вып. 6.
Соловьев С. П. 1953. К вопросу о последовательности выделения минералов в скарнах. В кн.: Вопросы минералогии и петрографии, Изд. АН СССР, т. 1.
Хвостова В. А., Н. М. Кумскова. 1966. О редкоземельном везувиане Южной Якутии. В кн.: Новые данные о минералах СССР, изд. «Наука», М.
Хрущев Н. А. 1958. Тырныауз. Сов. геология, № 2.
Юшков Б. А., А. Н. Овчинников, Л. И. Меттик. 1961. О возможности определения состава граната гроссуляр-андратитового ряда по параметру элементарной ячейки. Тр. Горно-геол. инст., Свердловск.

Machatschki F. 1932. Zur Formel des Vesuvians. Zeit. Krist., Bd. 81.

Ю. Б. Сазанов

МИНЕРАЛОГИЯ, РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Проблема систематики ртутных месторождений, в частности выделения рудных формаций, приобретает в последнее время важное значение (Федорчук, 1961, 1964; Поярков, 1962; Кузнецов, 1968; Сидоренко, 1968 и др.). Повышенный интерес к этому вопросу определяется, с одной стороны, слабой разработанностью теоретических представлений о генезисе ртутных месторождений, связи ртутного оруденения с магматизмом и более высотемпературными типами гидротермального оруденения, а с другой стороны, тем, что принадлежность рудопроявления к той или иной рудной формации определяет его промышленную ценность и направление поисков.

В этом отношении территория южной части Дальнего Востока представляет особый интерес. Сложность геологического строения и длительная история развития этого региона с неоднократным проявлением различного по составу и возрасту магматизма обусловили широкое распространение в его пределах гидротермальных месторождений олова, золота, вольфрама, полиметаллов и ртути. Естественно, что изучение здесь минералогии руд, парагенезисов минералов, околорудных изменений и анализ особенностей размещения месторождений может дать много для понимания генетической сущности рудных формаций и их практической значимости.

В южной части Дальнего Востока ртутные месторождения и рудопроявления известны как в пределах платформ, так и в складчатых областях. Располагаются они в различных по составу и возрасту породах, представляя собой зоны дробления гидротермально переработанных пород, локализующихся в разрывных структурах различных масштабов. Рудные тела распределяются неравномерно, образуя столбы, линзообразные и пластообразные залежи или мелкие гнезда. Минеральный состав руд довольно прост. Из рудных минералов главная роль принадлежит киновари, самородной ртути, метациннабариту, пириту и антимониту. Реже и обычно в незначительных количествах отмечаются марказит, реальгар, аурипигмент, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, касситерит, золото, гематит, шеелит, вольфрам и другие. Жильные минералы представлены в большинстве случаев кварцем, халцедоном, каолинитом, диккитом, кальцитом, реже ломонтитом, флюоритом, сидеритом, анкеритом, баритом, серицитом и хлоритом. Не приводя детального описания этих минералов, остановимся только на тех их особенностях, которые позволяют установить парагенетические ассоциации.

Киноварь в большинстве рудопроявлений находится в виде мелких (от долей миллиметра до 3—5 мм в поперечнике) таблитчатых, ромбоэдрических кристаллов и неправильных по форме зерен, которые иногда образуют мономинеральные прожилки и гнездообразные скопления. Кристаллы киновари с ясно выраженными гранями чаще всего развиваются на участках с замедленной циркуляцией рудоносных растворов — под местными экранами, в перегибах трещин, в пологозалегающих зонах дробления, глинистых породах, в то время как неправильные по форме зерна свойственны крутопадающим рудным зонам и телам. Обычными спутниками киновари являются минералы группы каолинита, низкотемпературный кварц или халцедон, кальцит, реже серицит и барит. Из рудных характерными являются пирит, иногда халькопирит, антимонит, сфалерит и галенит. Эти же минералы наблюдаются под микроскопом в киновари, образуя в ней мелкие пластинки и зерна, напоминающие эмульсионную вкрапленность. Спектральным анализом в киновари обна-

ружены примеси цинка, серебра, меди, свинца, сурьмы, золота и олова. В случае проявления нескольких генераций киновари в более поздней число включений других рудных минералов значительно снижается, соответственно уменьшается и количество элементов-примесей. Киноварь поздних генераций имеет более светлую окраску. Замечено, что такие элементы, как олово и золото, появляются в киновари обычно в тех случаях, когда ртутное месторождение располагается в оловорудном или золоторудном районе.

Метациннабарит и самородная ртуть встречаются на некоторых месторождениях Дальнего Востока в близкоповерхностных частях рудных зон. Спектральным анализом в метациннабарите установлены цинк, медь, железо и ряд других элементов, содержание которых не превышает первых тысячных долей процента. Метациннабарит встречается преимущественно в приповерхностной зоне окисления. В гипергенных условиях в результате разложения киновари образуется и самородная ртуть, встреченная на рудопроявлениях Ланского, Кур-Урмийского и Верхне-Буреинского районов.

Антимонит довольно часто содержится в ртутоносных зонах, особенно в районах проявления сурьмяной минерализации, в виде отдельных короткопризматических кристаллов или же их скоплений радиальнолучистого и столбчатого сложения, а также в мономинеральных прожилках мощностью до 3—8 см. Отложение основной массы антимонита предшествует отложению киновари. Типичной является тесная ассоциация антимонита с кварцем или кальцитом. В гипергенных условиях антимонит неустойчив и замещается валентинитом, сервантитом и кермезитом.

Пирит (иногда марказит) — наиболее характерный спутник киновари, в тех или иных количествах встречается на всех рудопроявлениях, образуя мелкую вкрапленность и агрегатные скопления как в самих рудных телах, так и в околорудно-измененных породах. По времени образования этот минерал может быть дорудным или же выделяется одновременно с киноварью, о чем, в частности, свидетельствует наличие включений пирита в киновари и повышенные содержания (0.001—0.01%) ртути в пирите. В асоциации с пиритом наблюдаются арсенопирит, халькопирит, золото, сфалерит. В зоне окисления пирит обычно замещается гидроокислами железа. Другие сульфиды (галенит, сфалерит, молибденит, шеелит, касситерит и золото) в ртурных рудах встречаются редко и в крайне незначительных количествах. В последние годы на некоторых рудопроявлениях Дальнего Востока в ассоциации с киноварью обнаружены аурипигмент и реальгар, которые отлагаются в последние стадии рудного процесса.

Кварц в переменных количествах присутствует на всех месторождениях. Наблюдается несколько генераций кварца. Основная масса молочно-белого крупнокристаллического кварца отлагается обычно в начальные стадии формирования рудных зон, часто подвергается последующему дроблению и цементируется более поздним скрытокристаллическим или халцедоновидным кварцем, а иногда халцедоном и опалом. Поздние генерации кварца, с которыми ассоциирует основная масса киновари, антимонита и других сульфидов, сопровождаются нередко серицитом, карбонатами, минералами группы каолинита. Фактов отложения послерудного кварца не отмечалось.

Каолинит и диккит совместно с серицитом замещают полевые шпаты, развиваются по цементу осадочных пород или же образуют в них гнездообразные скопления, тонкие прожилки и примазки. Диккит в ассоциации с карбонатами слагает часто довольно крупные участки в пропилитизированных туфогенных эффузивных породах. Термическим анализом эти минералы диагностируются с трудом, поскольку обычно образуют трудно-

разделимые смеси с другими минералами группы каолинита и с серицитом. Каолинит и диккит отлагаются на средних и поздних стадиях формирования месторождений одновременно с киноварью. Третий глинистый минерал, монтмориллонит, встречается только в супергенных условиях. В общем минералы группы каолинита характерны для рудопроявлений, располагающихся в породах алюмосиликатного состава.

Карбонаты обычны на месторождениях в терригенно-карбонатных и карбонатных толщах, что заставляет предполагать заимствование кальция рудоносными растворами из вмещающих п подстилающих пород. Наиболее распространенным из них является кальцит, который образует в рудных зонах сеть тонких мономинеральных прожилков, гнездообразных скоплений или же совместно с серицитом и каолинитом развивается в околорудно-иземненных породах. Такие карбонаты, как сидерит, магнезит и анкерит, присущи месторождениям лиственитового типа, размещающимся в основном и главным образом в ультраосновных породах. Ломонтит — минерал из группы цеолитов, был встречен только на месторождении Красном, где он в виде мелких гнездообразных скоплений и тонких прожилков ассоциирует с халцедоновидным кварцем и минералами группы каолинита.

Комплекс рудных минералов, ассоциирующих в рудах с киноварью, частично определяется металлогеническими особенностями района, в котором находится месторождение. Так, ртутоносные зоны Комсомольского оловорудного района, по данным П. Г. Коростылева (1968), характеризуются необычной ассоциацией киновари с касситеритом и другими «высокотемпературными» минералами, а в золотоносных районах (Селемджинском, Верхне-Буреинском, Вяземском) совместно с киноварью встречаются пластинки золота. Отмечается также, что киноварь золотоносных районов содержит в своем составе золото, в то время как в киновари оловорудных районов в заметных количествах обнаруживаются олово, вольфрам, свинец и цинк.

Наличие в рудах тех или иных жильных минералов определяется другими причинами и зависит от литологического состава вмещающих и подстилающих пород. На рудопроявлениях ртути, залегающих в терригенных породах алюмосиликатного состава (Красное, Нетка и др.) или же в кислых и средних по составу магматических породах (Гуджальское, Васильевское), преобладающими жильными минералами являются кварц, диккит, каолинит и иногда серицит. На месторождениях, располагающихся среди карбонатных и терригенно-карбонатных толщ (Пихтовое, Известковое), ведущее значение среди жильных минералов принадлежит кальциту. И, наконец, в осадочных породах сложного состава, прорванных интрузиями основных и ультраосновных пород (Староянканское), наряду с кальцитом встречаются анкерит, сидерит, магнезит, барит и галлуазит. Зависимость от состава вмещающих пород обнаруживается и в харктере околорудных изменений ртутных месторождений. Наиболее часто эти изменения выражаются в аргиллизации, окварцевании, серицитизации, карбонатизации, пиритизации, лиственитизации и пропилитизации.

Аргиллизация широко проявлена в ртутоносных зонах, располагающихся в породах существенно алюмосиликатного состава, таких как конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы, эффузивные и интрузивные породы преимущественно кислого состава. Масштабы и формы проявления процессов аргиллизации весьма разнообразны и определяются физико-химическими особенностями вмещающих пород и интенсивностью гидротермального процесса. Основными минералами, образующимися в результате аргиллизации, являются диккит и каолинит.

Окварцевание и серицитизация пород сопровождают аргиллизацию на рудопроявлениях, залегающих среди терригенных толщ. В околорудно-

измененных породах в таких случаях проявляется горизонтальная зональность — центральные части зон сложены в той или иной степени окварцованными, а иногда (месторождение Северное) и преимущественно кварцевыми, породами, в то время как внешние периферические части представлены каолинизированными и серицитизированными разностями. Окварцевание более характерно для сурьмяно-ртутных и сурьмяных рудопроявлений, располагающихся в интрузивных породах кислого состава. Кварц в них одновременно является и ведущим жильным минералом.

Карбонатизация типична для месторождений, находящихся в толщах терригенно-карбонатного состава. Карбонаты заимствовались гидротермами из подстилающих пород и отлагались выше в зонах дробления и трещиноватости. Так, например, на одном из рудопроявлений Вяземского района прожилки, гнезда и неправильные по форме выделения кальцита с киноварью фиксируются в перекрывающих палеозойские известняки вулканогенно-осадочных отложениях мелового возраста. В рудных зонах, залегающих непосредственно в известняках (Пихтовое, Известковое), происходит перераспределение карбонатов, которые в виде прожилков кальцита заполняют трещинки и полости выщелачивания в минерализованных зонах, в то время как во вмещающих известняках заметно повышается содержание кремния.

Лиственитизированные породы сопровождают ртутное оруденение в серпентизированных ультраосновных и основных породах. Гнездообразные скопления киновари концентрируются в кварцево-карбонатной массе, состоящей из кальцита, анкерита, сидерита, доломита, кварца, серпентина и талька, однако во времени процессы лиственитизации и отложения киновари разобщены, и киноварь отлагается гораздо позднее образования лиственитов.

Пропилитизация как процесс изменения вмещающих пород часто наблюдается в кислых и средних по составу вулканогенных и реже интрузивных породах. Пропилитизации подвергаются иногда значительные по площади участки вблизи разрывных нарушений, в зонах трещиноватости или около вулканических аппаратов. По минеральному составу среди них выделяются серицит-диккит-кварцевые, серицит-кварцевые, серицит-диккит-карбонатные, хлорит-карбонат-серицитовые и другие разности. На некоторых рудопроявлениях Буреинского и Нижне-Амурского районов ртутное оруденение встречено во вторичных кварцитах — измененных породах, пространственно близких пропилитам. Пропилитизация и окварцевание пород обычно предшествует отложению киновари.

Изучение парагенезисов минералов ртутоносных зон и сопровождающих их околорудных изменений позволило выделить для южной части Дальнего Востока ряд минеральных типов, объединенных в несколько рудных формаций (см. таблицу) — мышьяково-сурьмяно-ртутную (пропилитовый минеральный тип), ртутную (лиственитовый, лиственитоподобный, карбонатный, кварц-диккитовый типы), сурьмяную (кварцевый тип), золото-сурьмяно-ртутную (пропилитовый и кварцевый типы), оловортутную (серицит-кварц-диккитовый тип) и сурьмяно-ртутно-флюоритовую (кварц-флюоритовый тип).

В основу выделения минеральных типов положены такие признаки, как ассоциации жильных минералов, характер околорудных гидротермальных изменений, литологический состав вмещающих пород, в то время как при выделении более крупных подразделений (рудных формаций и их групп) помимо вещественного состава руд в качестве определяющих факторов учитывалось также отношение месторождений к магматическим образованиям, структурная обстановка и общая металлогения региона. Поэтому, прежде чем перейти к характеристике выделенных рудных форма-

Группа рудных формаций	Рудные формации	Минеральные типы	Минеральные ассоциации	
			рудные	нерудные
Субвулканогенные	Мышьяково-сурьмяно-ртутная	Пропилитовый	Киноварь, метациннабарит, реальгар, самородное золото, галенит, сфалерит, пирит	Кварц, халцедон, каолинит, алунит, серицит
Телетермальные	Ртутная (сурьмяно-ртутная)	Лиственитовый	Киноварь, самородная ртуть, пирит, золото, магнетит, гематит, шеелит	Барит, анкерит, кальцит, опал, хлорит, тальк, брейнерит
		Лиственитоподобный	Киноварь, метациннабарит, самородная ртуть, магнетит, гематит, пирит	Кальцит, анкерит, доломит, барит, халцедон, хлорит, диккит (каолинит)
		Карбонатный	Киноварь, метациннабарит, пирит, галенит, халькопирит	Кальцит, кварц, каолинит (диккит)
		Кварц-диккитовый	Киноварь, самородная ртуть, метациннабарит, реальгар, аурипигмент, пирит, арсенопирит, халькопирит, антимонит	Кварц, диккит, каолинит, ломонтит
	Сурьмяная	Кварцевый	Антимонит, шеелит, пирит, халькопирит, арсенопирит, киноварь, галенит, самородное золото	Кварц, редко каолинит и кальцит
Субплутоногенные (гибридные)	Золото-сурьмяно-ртутная	Пропилитовый	Киноварь, антимонит, самородное золото, пирит, халькопирит, галенит	Кварц, кальцит, диккит, серицит, хлорит, эпидот
		Кварцевый	Антимонит, киноварь, метациннабарит, пирит, иногда золото	Кварц, каолинит (диккит)
	Олово-ртутная	Кварц-серицит-диккитовый	Киноварь, метациннабарит, пирит, кассиterит, антимонит, галенит, сфалерит, арсенопирит	Кварц, диккит, серицит, турмалин
	Сурьмяно-ртутно-флюоритовая	Кварц-флюоритовый	Антимонит, киноварь, пирит	Флюорит, халцедон, каолин

ций, остановимся на некоторых особенностях размещения ртутного оруденения и магматизма в южной части Дальнего Востока.

Известно, что ртутное оруденение обычно не обнаруживает даже парагенетической связи с какими-либо интрузиями, хотя неоднократно отмечалось проявление в ртутоносных районах подкорового ультраосновного, основного или щелочного магматизма, на основании чего допускается отдаленная связь ртутных месторождений с глубинными, возможно подкоровыми, источниками рудного вещества. Наряду с этим в областях мезо-кайнозойского и современного вулканизма известны месторождения, парагенетически связанные с продуктами вулканизма дацитового и иногда даже липаритового состава. Кроме того, в районах развития гранитоидного мезозойского магматизма известна группа месторождений, для которых, по мнению В. В. Онихимовского (1960), М. Г. Руби и Б. В. Макеева (1961), намечается парагенетическая связь с гранитоидами.

В пределах южной части Дальнего Востока ртутная минерализация сконцентрирована в нескольких крупных металлогенических зонах (см. рисунок), располагающихся в пределах складчатых областей или же в об-

Гидротермальные изменения	Рудовмещающие формации	Характер магматизма рудоконтролирующих структур	Примеры месторождений (рудопроявлений)
Пропилитизация, образование вторичных кварцитов	Эффузивные (среднего состава)	Средний и кислый эффузивный (неогеновый)	Иньское (Сахалин), Чампуринское (Камчатка)
Лиственитизация	Ультрабазитовые	Ультраосновной, основной (палеозойский и мезозойский)	Староянканское (Хабаровский край), Ключевое (Сахалин)
Окварцевание, карбонатизация	Вулканогенно-кремнистые		Ясное (Хабаровский край), Светловское (Сахалин)
Карбонатизация, иногда окварцевание	Карбонатные, карбонатно-терригенные		Известковое, Аленское (Хабаровский край)
Аргиллизация	Терригенные		Ланское, Красное (Хабаровский край), Сибайгоусское (Приморье)
Окварцевание	Терригенные, гранитоидные		Ленинское, Кировское (Хабаровский край)
Пропилитизация, образование вторичных кварцитов	Эффузивные и интрузивные (кислые и средние)	Ультраосновной, основной (палеозойский, мезозойский) и гранитоидный, мезозойский	Афанасьевское, Горелое (Хабаровский край)
Окварцевание	Терригенные, гранитоидные		Сидагинское, Боринское (Хабаровский край)
Окварцевание, аргиллизация	Терригенные		Северное, Неткинское (Хабаровский край)
Окварцевание	Эффузивные		Богучанское (Хабаровский край)

ластях их сочленения с жесткими структурами (платформами и срединными массивами). Ртутоносные зоны контролируются глубинными разломами шовного типа. Намечается пространственная связь оруденения с подкоровым (ультраосновным и основным) магматизмом и почти полное отсутствие рудопроявлений в областях интенсивного развития гранитоидного (внутрикорового) мезозойского магматизма (Сазанов, Сушенцев, 1967).

Пространственная связь ртутного оруденения с подкоровым магматизмом определяется общностью путей проникновения магм и рудоносных растворов. Магматические породы ультраосновного и основного ряда в виде трещинных и небольших по размерам штокообразных интрузий размещаются в разломах, которые одновременно являются и основными рудоконтролирующими структурами. В пределах зон этих разломов в ряде случаев развиваются вулканогенно-кремнистые формации. Так, например, вдоль рудоконтролирующих разломов Джагдинской, Западно-Сихотэ-Алинской и Восточно-Сахалинской ртутоносных зон располагаются породы спилито-диабазоой формации силурийского, девонского, карбонового и пермского возраста, а в самих разломах находятся трещинные интру-

зии палеозойских габброидов, протерозойских, юрских и меловых гипербазитов. В меньших масштабах эти формации проявлены вдоль рудоконтролирующих разломов Кур-Амгуньской и Восточно-Сихотэ-Алинской ртутоносных зон. Следует отметить, что наиболее широко и разнообразно как во времени, так и в пространстве породы ультраосновного и основного ряда представлены в ртутоносных зонах, располагающихся внутри складчатых областей эвгеосинклинального типа, — в антиклинальных структурах или на сочленении их с синклинорными. Несколько отличаются по характеру проявления подкорового магматизма сиклинорные структуры (Западно-Сахалинская, Тымь-Поронайская) и области сочленения платформ и срединных массивов со складчатыми структурами (Хингано-Буреинская ртутоносная зона). Вулканогенные породы основного ряда представлены здесь только андезитово-базальтовой формацией неоген-нижнечетвертичного возраста, а из интрузивных отмечаются лишь редкие и мелкие интрузии габброидов мелового или неогенового возраста.

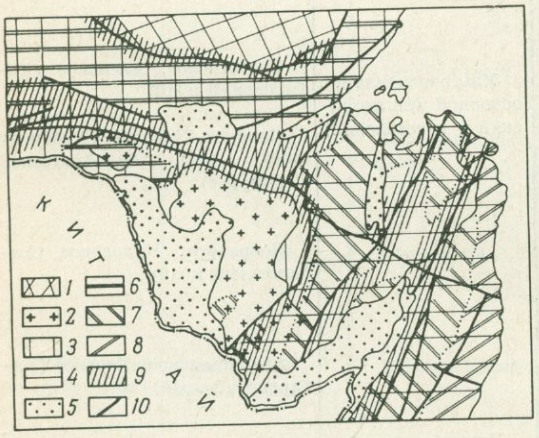


Схема размещения областей проявления мезозойского гранитоидного магматизма и сурьмяно-ртутных зон Приамурья.

1 — юго-восточная окраина Сибирской платформы; *2* — Буреинский срединный массив; *3* — Монголо-Охотская подвижная система; *4* — Сихотэ-Алинская подвижная система; *5* — мезо-кайнозойские впадины. Области интенсивного проявления гранитоидного магматизма: *6* — позднеюрского—раннемелового, *7* — поздне-нижнемелового и позднемелового, *8* — палеогенового; *9* — сурьмяно-ртутные зоны; *10* — основные разломы.

Таким образом, для рудоконтролирующих разломов характерно развитие разновозрастных магматических пород ультраосновного и основного ряда, что может свидетельствовать о значительной глубине их заложения. Последнее обстоятельство заставляет предполагать глубинный источник ртутоносных растворов и преимущественно телетермальный тип развитого в этих зонах оруденения.

Иные соотношения наблюдаются между ртутной минерализацией и широко развитым на Дальнем Востоке мезозойским гранитоидным магматизмом. Мезозойские магматические комплексы (юрско-раннемеловой, поздне-нижнемеловой и раннепалеогеновый) являются наиболее массовыми и продуктивными с ярко выраженным вулкано-плутоническим типом проявления и характерной локализацией в виде протяженных магматических поясов (Джугджуро-Становой, Хингано-Охотский, Сихотэ-Алинский). Из интрузивных образований преимущественное развитие в этих поясах получили породы гранитоидного состава (см. рисунок). Характерным для рассматриваемого региона является почти полное отсутствие рудопроявлений ртути в районах интенсивного проявления гранитоидного магматизма и слабое проявление гранитоидного магматизма в пределах ртутоносных металлогенических зон. Совершенно неизвестны мезозойские гранитоиды в Джагдинской зоне (исключая ее западный и восточный фланги), также слабо проявлены мезозойские гранитоиды в Хингано-Буреинской и Кур-Амгуньской зонах, которые располагаются к западу и востоку от Хингано-Охотского магматического пояса и в Амуро-Уссурийской и Западно- и Восточно-Сихотэ-Алинских ртутоносных зонах, протягивающихся вдоль Сихотэ-Алинского магматического пояса.

Принимая во внимание высокую миграционную способность ртути и ее соединений, З. В. Сидоренко (1968) пытается объяснить отсутствие ртутных руд в областях регионального развития гранитоидного магматизма явлениями «отгона». Она высказывает предположение, что миграция и «отгон» ртути в верхние горизонты коры осуществлялись в течение всей геологической истории развития земли, а источником рудного вещества считает осадочные и магматические породы, через которые просачивались мобилизующие ртуть гидротермы различного, чаще всего смешанного происхождения. Но поскольку коровой гранитоидный магматизм сопровождается огромными массами гидротермальных растворов, то именно вокруг интрузий, пусть даже на значительном удалении от них, в общем гидротермальном ряду с месторождениями других металлов и должны формироваться скопления ртутных руд. Однако фактов наличия такой зональности оруденения вокруг интрузий нет и, более того, вообще нет достоверных данных, свидетельствующих о связи ртутного оруденения с гранитоидными интрузиями. Безусловно, проявление ртутной минерализации на последних, заключительных низкотемпературных этапах деятельности гидротерм, связанных с кислыми интрузиями, вполне возможно, об этом, в частности, свидетельствует наличие ртути в качестве элемента-примеси в ряде типичных гидротермальных минералов и образование вокруг некоторых золотых, полиметаллических и оловянных месторождений эндогенных ореолов рассеяния ртути, но промышленных скоплений ртутных руд, находящихся в подобных условиях, неизвестно. Можно полагать, что «стерильность» в отношении ртути районов интенсивного развития мезозойского гранитоидного магматизма юга Дальнего Востока свидетельствует о вероятном отсутствии генетической связи между ртутным оруденением и кислым магматизмом.

Вместе с тем пусть даже слабое развитие в ртутоносных металлогенических зонах гранитоидного магматизма, близкого по возрасту к ртутному оруденению, могло влиять на размещение месторождений и минеральный состав руд. Каким образом осуществлялось это влияние, наложением ли разнотипного оруденения, регенерацией рудного вещества или, наконец, смешением рудоносных растворов исходного состава и генезиса, еще недостаточно ясно. Однако можно полагать, что именно одним из этих способов и образовались сложные по составу, комплексные (в понимании В. А. Кузнецова, 1968), ртутьсодержащие месторождения сурьмяно-золото-ртутной, олово-ртутной, сурьмяно-ртутно-полиметаллической и ртутно-сурьмяно-флюоритовой рудных формаций. Характерно, что в южной части Дальнего Востока месторождения сложного состава располагаются в пределах региональных ртутоносных зон, но только в тех районах, где установлено проявление мезозойского гранитоидного магматизма.

Приведем краткую характеристику основных генетических групп ртутных месторождений, рудных формаций и минеральных типов.

Субвулканогенные месторождения. В эту группу включены месторождения, обнаруживающие тесную пространственную и, по-видимому, генетическую связь с неогеновым и нижнечетвертичным вулканизмом — лавами и пирокластами преимущественно среднего состава. Районы месторождений характризуются развитием в них горячих источников и сольфатарных полей. Вмещающие эффузивные породы рудных полей подвергаются интенсивной гидротермальной переработке с образованием массивов пропилитов и вторичных кварцитов. Околорудные изменения и комплекс жильных минералов (кварц, халцедон, каолинит, алунит) настолько характерны, что месторождения этой группы отнесены к одному, пропилитовому (опалитовому, по В. А. Кузнецову, 1968) минеральному типу.

На юге Дальнего Востока такие месторождения редки. Наиболее типичными представителями их являются месторождения Камчатки и Корякского нагорья, изучавшиеся Г. М. Власовым и др. (1958). Эти исследователи отмечают приуроченность месторождений к неогеновой зоне вторичных кварцитов и сходство их с месторождениями опалитового типа, развитыми в западных штатах США. На Сахалине к этой группе В. С. Рождественским (1967) отнесено Иньское рудопроявление, располагающееся в пропилитизированных неогеновых вулканитах. В Хабаровском крае подобные месторождения могут быть обнаружены в Нижне-Амурском районе.

Все эти месторождения объединяются в мышьяково-сурьмяно-ртутную рудную формацию и отнесены к одному пропилитовому минеральному типу. Детально месторождения мышьяково-сурьмяно-ртутной формации описаны В. А. Кузнецовым (1968), Б. В. Мерличем (1961) и И. Н. Титовым, Т. К. Тарасенко (1968).

Телетермальные месторождения. Эта группа объединяет многочисленные низкотемпературные месторождения и рудопроявления, тяготеющие к антиклинальным структурам складчатых областей преимущественно эвгеосинклинального типа. Месторождения располагаются в относительно узких мелаллогенических зонах и контролируются протяженными разломами. Широкое проявление в зонах рудоконтролирующих разломов магматических пород ультраосновного и основного ряда, свидетельствующих о значительной глубине разломов, дает основание полагать, что месторождения этой группы формировались отсепарированными низкотемпературными растворами, поступавшими с больших глубин. В группе телетермальных месторождений выделяются две рудные формации — ртутная и сурьмяная.

Ртутная рудная формация включает собственно ртутные, по существу мономинеральные месторождения. Киноварь иногда сопровождается метациннабаритом, самородной ртутью, пиритом и другими сульфидами. Наличие тех или других жильных минералов, как и характер околорудных изменений, зависит от литологического и химического состава рудовмещающих толщ. По этим признакам и выделены минеральные типы месторождений — кварц-диккитовый, карбонатный, лиственитовый и лиственитоподобный.

Кварц-диккитовый тип является ведущим не только для юга, но и для всего Дальнего Востока. Представителями его являются месторождения Ланское и Красное Хабаровского края и Сибайгоусское месторождение Приморья. Располагаются они в терригенных или существенно терригенных толщах различного возраста. Нерудные минералы представлены низкотемпературным, иногда халцедоновидным кварцем, диккитом и каолинитом. Околорудные изменения выражаются в аргиллизации вмещающих пород. Окварцевание и каолинизация проявляются обычно совместно, однако относительные количества кварца и минералов группы каолинита могут варьировать в значительных пределах. Месторождения преимущественно трещинные, часто связанные с зонами дробления и приуроченные к разрывным нарушениям второго и третьего порядков.

Карбонатный тип на Дальнем Востоке довольно редок. В Хабаровском крае известно только несколько рудопроявлений этого типа (Известковое, Алеинское, Пихтовое), располагающихся в карбонатных и в терригенно-карбонатных толщах палеозойского возраста. Из жильных минералов главным является кальцит. Редко и обычно в незначительных количествах вместе с ним встречаются другие карбонаты, кварц и диккит. Вмещающие породы карбонатизированы. Все выявленные к настоящему времени рудопроявления являются трещинными, вероятность обнаружения пластовых и поднадвиговых залежей невелика.

К лиственитому типу отнесены Староянканское (Хабаровский край) и Ключевское (Сахалин) рудопроявления. Ртутное оруденение приурочено к серпентинизированным и лиственитизированным ультраосновным породам или к вмещающим их терригенным толщам. Минеральный состав — киноварь, самородная ртуть, пирит, золото, магнетит, шеелит, барит, анкерит, кальцит, опал, хлорит, тальк, брейнерит. Процессы лиственитизации предшествуют отложению киновари. Рудные тела имеют неправильную гнездообразную форму.

Лиственитоподобный тип выделен условно — по минеральному составу он почти не отличается от предыдущего, но рудовмещающие породы довольно характерны. Они представлены вулканогенно-кремнистыми (спилито-диабазовые, яшмовые, зеленокаменные) формациями, которые в результате воздействия гидротерм в той или иной степени подверглись окварцеванию и карбонатизации. Отложение в них железисто-магнезиальных карбонатов, барита и халцедона привело к образованию пород, близких по своему составу к лиственитам. К лиственитоподобному типу отнесены месторождение Ясное Хабаровского края и месторождение Светлое на Сахалине.

Сурьмяная рудная формация представлена одним кварцевым минеральным типом. Месторождения этой формации (Ленинское, Кировское и др.) располагаются в одних и тех же крупных металлогенических зонах, что и ртутные, и контролируются нередко одними и теми же глубинными разломами. В составе руд главным минералом является антимонит, который вместе с кварцем слагает маломощные кварц-антимонитовые жилы и прожилки в крутопадающих зонах дробления.

Субплутоногенные (гибридные) месторождения. К этой группе отнесены сложные по составу, так называемые комплексные, по В. А. Кузнецову (1968), месторождения. Они, так же как и телетермальные месторождения, входят в контуры ртутоносных зон, контролируемых глубинными разломами, но локализуются лишь в районах проявления мезозойского гранитоидного магматизма. В таких условиях не исключен прогрев пород магматическими процессами и смешение глубинных ртутоносных растворов с гидротермами, порожденными гранитоидными интрузиями. Месторождения этой группы формировались, по-видимому, слабоотсепарированными, а в ряде случаев возможно и гибридными, растворами при более высокой температуре по сравнению с типичными телетермальными месторождениями. Об этом могут свидетельствовать совместное нахождение в рудах минералов, иногда значительно различающихся по температуре образования, например киноварь и диккит с касситеритом и турмалином в месторождениях Комсомольского района, а также относительно высокие содержания других рудных минералов. Эти месторождения, как правило, незначительны по размерам и характеризуются низкими содержаниями ртути, в связи с чем практическое значение их невелико.

В группе гибридных формаций выделены три рудные формации: золото-сурьмяно-ртутная, олово-ртутная и ртутно-сурьмяно-флюоритовая. Учитывая слабую изученность условий формирования месторождений этой группы, их гибридный генезис, а возможно, в отдельных случаях и наложенный характер оруденения, выделение вышеперечисленных рудных формаций в качестве самостоятельных следует считать условным.

Золото-сурьмяно-ртутная формация представлена двумя минеральными типами — пропилитовым и кварцевым.

К пропилитовому минеральному типу отнесены Афанасьевское месторождение и рудопроявление Горелое Буреинского района. Рудовмещающими породами являются пропилитизированные или превращенные во вторичные кварциты вулканиты андезито-дацитового состава и интрузивные

диоритовые порфириты. Форма рудных тел пластообразная или гнездообразная. Гнездообразные рудные тела характерны для крутопадающих минерализованных зон.

Кварцевый минеральный тип в отличие от предыдущего характеризуется преобладанием среди жильных минералов кварца. Минералы группы каолинита редки. В рудных телах вместе с антимонитом отмечаются золото и киноварь. Вмещающие алюмосиликатные (терригенные и гранитоидные) породы в той или иной степени окварцованы. Наиболее типичными представителями являются месторождения Хабаровского края (Боринское, Сидагинское и др.).

Олово-ртутная формация характерна для Мяо-Чанского оловорудного района и, по-видимому, для некоторых оловорудных районов Приморья. Вмещающие терригенные отложения окварцованы и серицитизированы. Вещественный состав руд и геохимические особенности этих месторождений (Неткинское, Северное) изучались и описывались П. Г. Коростылевым (1968). Содержание ртути в них достигает часто промышленных содержаний. Рудные тела приурочены к крутопадающим разрывным зонам, располагающимся в сводовых частях относительно узких антиклинальных складок.

Сурьмяно-ртутно-флюоритовая формация представлена плохо изученными Богучанским месторождением и Кимканским рудопроявлением на Малом Хингане. Как следует из названия формации, главным минералом руд является флюорит. Рудные минералы представлены антимонитом и киноварью. Минерализованные зоны располагаются среди туфопесчаников и липаритов верхнемелового возраста. Вмещающие породы слабо окварцованы. Рудные тела представляют собой маломощные кварц-антимонит-флюоритовые жилы с редкой вкрапленностью пирита. Содержание в них ртути незначительно. Киноварь в виде порошковатых налетов и примазок отмечается на стенках мелких трещин.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что развитие того или иного типа ртутоносных рудных формаций определяется прежде всего характером магматизма и составом рудовмещающих пород, поэтому перспективная оценка новых ртутоносных районов должна основываться в первую очередь на анализе проявлений магматизма (особенно близкого по возрасту к ртутному оруденению) и учете характера вмещающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

Власов Г. М., М. М. Василевский, Ю. В. Жегалов. 1958. Геологические условия нахождения и особенности генезиса ртутных проявлений Среднекамчатского хребта. Бюлл. ВНИИГИ, № 1.

Коростылев П. Г. 1968. Геохимические связи формирования оловянной и ртутной минерализации. В кн.: Вопросы металлогении ртути, изд. «Наука», М.

Кузнецов В. А. 1968. Основные проблемы металлогении ртути. В кн.: Вопросы металлогении ртути, изд. «Наука», М.

Мерлич Б. В. 1961. Стадии эндогенного рудообразования в Закарпатье. Матер. комиссии минералогии и геохимии, № 1, Львов.

Онихимовский В. В. 1960. О перспективах выявления ртутных месторождений на территории Дальневосточного геологического управления. Сов. геология, № 9.

Поярков В. Э. 1962. Классификация геологических типов ртутных и сурьмяных месторождений. Разведка и охрана недр, № 11.

Рождественский В. С. 1967. Геологические предпосылки поисков ртутных месторождений на острове Сахалине. БНТИ, сер. методика съемки, поисков, разв. и оценки месторожд. полезн. ископ., № 1.

Руб М. Г., Б. В. Макеев. 1961. Проявление метасоматической зональности около жил кварц-турмалинового состава (на примере Мяо-Чанского района). Геология рудных месторождений, № 6.

Сазанов Ю. Б., В. С. Сушенцев. 1967. Геолого-структурные предпосылки поисков месторождений ртути в эффузивах Приамурья. В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока, Магадан.

Сидоренко З. В. 1968. Сурьмяно-ртутные металлогенические зоны юга Дальнего Востока. В кн.: Вопросы металлогении ртути, изд. «Наука», М.
Титов И. Н., Т. В. Тарасенко. 1968. Закономерности размещения и типы ртутных проявлений Корякского нагорья и Камчатки. В кн.: Вопросы металлогении ртути, изд. «Наука», М.
Федорчук В. П. 1961. Типы ртутно-сурьмяных месторождений и некоторые вопросы их классификации Уч. зап. САИГИМС, вып. 6.
Федорчук В. П. 1964. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. Изд. «Недра», М.

С. П. Соловьев

К ПЕТРОХИМИИ ГОРНЫХ ПОРОД ЛУНЫ

В настоящее время — в эпоху начального освоения космоса — познание горных пород других планет и прежде всего Луны имеет важное значение. С помощью искусственных спутников, мягкой посадки автоматических станций на поверхность планет и разнообразной аппаратуры мы получаем все больше сведений о других планетах, в частности о горных породах Луны. Все это открывает большие перспективы для петрологических исследований на планетах.

В данное время в руках человека уже находится ряд образцов лунных пород, взятых из некоторых пунктов Луны автоматической станцией (например «Луна-16») или непосредственно человеком («Аполлон-11», «Аполлон-12» и «Аполлон-14»). Нам уже известны некоторые результаты исследования лунных пород, доставленных на Землю. Целесообразно рассмотреть часть этих сведений, поскольку они предствляют петрологический интерес.

В будущем, по мере накопления соответствующей информации, неизбежно придется уделять больше внимания астропетрологии.[1]

Горные породы в районе Моря Спокойствия (рис. 1), т. е. в зоне посадки «Аполлона-11», подразделяются на четыре типа: I — мелкозернистые пузырчатые кристаллические породы; II — среднезернистые кавернозные кристаллические породы; III — брекчии; IV — мелкие частицы (средний размер около 1 мм) — лунная «пыль» (реголит).[2]

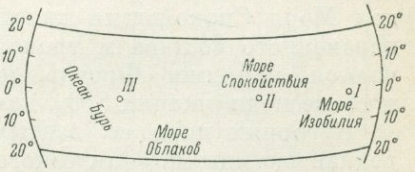


Рис. 1. Схема посадок автоматических станций на Луне.

I — «Луны-16»; *II* — «Аполлона-11»; *III* — «Аполлона-12».

В зоне Моря Изобилия (место посадки «Луны-16») тоже выделяется ряд типов лунных пород. Поскольку здесь взята колонка горных пород до глубины 35 см, то укажем последовательную смену пород (Виноградов, 1971):

1) тонкозернистый материал с малым содержанием грубых фракций, обломков пород более 3 мм не содержит (0—15 см);

2) разнозернистый материал с включениями обломков пород и других частиц размером более 3 мм (15—33 см);

3) крупнозернистый материал (33—35 см).

[1] Уже ранее отмечалось рождение новой ветви петрологии — астропетрологии, главной целью которой является всестороннее исследование горных пород и связанных с ними полезных ископаемых на других планетах (Соловьев, 1967).

[2] Тонкозернистый материал поверхностного слоя имеет уд. вес, равный 3.1 (Costes a. oth., 1970).

Среди собранного материала на Луне выделяются: а) базальтовые (и близкие к ним по составу) породы, представленные по крайней мере двумя разновидностями: 1) мелкозернистыми (со стеклом) и 2) крупнозернистыми (без стекла, с офитовой структурой); б) полевошпатовые породы (анортозиты); в) зерна отдельных минералов (основного плагиоклаза, пироксенов, оливина, ильменита и др.); г) застывшие капли-шарики и сходные образования; д) брекчии; е) шлаки и спеки; ж) стекла, остекловатые и ошлакованные частицы; з) частицы металлического железа (встречаются изредка).

Для лунных пород характерно обильное количество брекчий. Например, Вуд (Wood и др., 1970), изучивший 1676 шлифов лунных пород (собранных американскими исследователями), отмечает, что на брекчии приходится 52 и лишь 37% на «базальты», около 11% на все другие образования, причем из них анортозиты составляют 3.6%.

В лунных породах Моря Изобилия (место посадки «Луны-16») брекчии составляют 8—41%, базальты (и близкие к ним по составу породы) 13—16%, шлаки — 17—53%, анортозиты — 1—4%, шарики и сходные образования — 1—2%, стекла и другие частицы — 3—10%.

Лунные породы (базальтовидные и др.) различаются не только по размеру составных частей, но и по следующим структурам: офитовой (диабазовая, собственно диабазоофитовая и близкие к ним), интергранулярной (долеритовая, гранулоофитовая), субофитовой (пойкилоофитовая), субпойкилитовой и некоторым другим. По данным Кинга (King и др., 1970), наиболее обычны офитовая и субофитовая структуры.

Нередко в лунных породах отмечается пористость, причем размер пор неодинаков (выделяют пузыристые и другие разновидности).

Главнейшие породообразующие минералы лунных пород представлены: основным плагиоклазом (чаще анортит-битовнит), который нередко является зональным, и пироксенами (титано-железистые авгиты и другие разновидности, местами отмечается присутствие ромбического пироксена). Вместе с указанными минералами наблюдается в переменных количествах ильменит, а в некоторых участках оливин (с существенным колебанием форстеритового компонента). Кроме того, имеются акцессорные минералы (в частности, шпинель). Здесь мы не ставим своей целью характеризовать эти минералы, а лишь отметим присутствие в некоторых образцах Моря Спокойствия капелек Ni (Ni=0.5—19.8, Co=0.3—0.9%), Fe переменного состава и троилита (Fes). Любопытно, что местами отмечаются, например Фронделем (Frondell a. oth., 1970), когенит (Fe_3C) и такие модификации SiO_2, как тридимит и кристобалит.

В горных породах, взятых с места посадки «Луны-16», обнаружены редкие частицы металлического железа как в форме осколков, так и в виде мелких включений в брекчиях.

В табл. 1, 2, 3 приводятся предварительные данные о химическом составе лунных пород из районов Моря Изобилия, Моря Спокойствия и Океана Бурь (по Виноградову, 1970, и Preliminary examination. . ., 1969, 1970).

Несколько слов об «анортозитах и анортозитовидных» породах. Имеющиеся сведения пока скудны и прежде всего отсутствуют данные о их залегании. Обломки этих своеобразных пород встречены как в зоне Моря Спокойствия, так и в районе Моря Изобилия. Не ясны их взаимоотношения с базальтовидными породами на Луне.

Предварительные данные о характере лунных пород свидетельствуют о том, что по крайней мере часть из них образовалась в результате вулканической деятельности. В этом свете несомненный интерес представляют исследования Н. Козырева (1962), которому удалось обнаружить вулканический процесс в пределах кратера Альфонса на Луне. В указанном

Таблица 1

Химический состав (вес. %) горных пород Моря Изобилия
(место посадки «Луны-16»)

Окислы	Базальтовая горная порода	Тонкозернистый материал с малым содержанием грубой фракции (обломков пород более 3 мм не содержит)		Разнозернистый материал с включением обломков пород и других частиц (размером более 3 мм)	
	1	2	3	4	5
SiO_2	43.8	41.7	41.2	42.5	41.3
TiO_2	4.90	3.39	3.46	3.30	3.42
Al_2O_3	13.65	15.32	15.40	15.45	15.15
FeO	19.35	16.80	16.55	16.30	16.90
MnO	0.20	0.21	0.20	0.20	0.22
MgO	7.05	8.73	8.82	8.96	8.60
CaO	10.40	12.20	12.80	12.42	12.55
Na_2O	0.33	0.37	0.36	0.36	0.28
K_2O	0.15	0.10	0.12	0.10	0.10
Cr_2O_3	0.28	0.31	0.25	0.30	0.26
ZrO_2	0.04	0.01 (5)	—	0.01	—
S	0.17	0.19	0.20	0.18	0.25

Таблица 2

Химический состав (вес. %) горных пород Моря Спокойствия
(место посадки «Аполлона-11»)

Окислы	Мелкозернистые, пузырчатые, кристаллические				Среднезернистые, кавернозные, кристаллические				Брекчии		Пыль	Состав валовой пробы для биологического анализа	Средний состав пород Луны
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	43.0	45	36	38	40	43	42	38	43	40	43	42	41
TiO_2	11.0	10	12.5	12	11	9	8	9	8.6	10	7	7	9.5
Al_2O_3	7.7	9	11	11	10	13	13	11	11	12	13	13	11
FeO	21.0	17	20	18	19	17	18	20	19	16	16	15.6	18
MgO	6.5	8	9.5	8	8.5	6.5	7	10	7.4	9	8	7.6	7.8
CaO	9	9.5	10	10	10	10.5	10	10	11	11	12	11.6	10.2
Na_2O	0.4	0.6	0.54	0.59	0.65	0.56	0.51	0.51	0.2	0.48	0.54	0.5	0.507
K_2O	0.21	0.2	0.18	0.06	0.22	0.11	0.10	0.06	0.15	0.17	0.12	0.14	0.143
MnO	0.26	0.36	0.49	0.32	0.35	0.55	0.27	0.50	0.22	0.41	0.23	0.34	0.358
Cr_2O_3	0.41	0.69	0.95	0.31	0.67	0.54	0.51	0.70	0.37	0.69	0.37	0.41	0.551
ZrO_2	0.14	0.11	0.27	0.13	0.19	0.03	0.09	0.09	0.20	0.04	0.05	0.07	0.107
NiO_2	0.04	—	—	—	—	—	—	0.007	0.03	0.04	0.03	0.005	0.027

Таблица 3

Химический состав (вес. %) горных пород Океана Бурь
(место посадки «Аполлона-12»)

Окислы	Базальтовая порода	Тонкая фракция	Окислы	Базальтовая порода	Тонкая фракция
SiO_2	40.0	42.0	CaO	10.7	10.0
TiO_2	3.7	3.1	Na_2O	0.45	0.40
Al_2O_3	11.2	14.0	K_2O	0.06	0.18
FeO	21.3	17.0	Cr_2O_3	0.55	0.41
MnO	0.26	0.25	ZrO_2	0.02	0.09
MgO	11.7	12.0			

районе, по его мнению, происходило извержение с выбросом вулканического пепла. Он зафиксировал посредством соответствующей аппаратуры бурное выделение газов из центрального кратера Альфонса. Предположение о наличии вулканизма на Луне и некоторых иных планетах высказаны в работах и ряда других исследователей.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛУННЫХ ПОРОД И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Прежде всего рассмотрим главные химические компоненты горных пород Луны из районов: а) Моря Изобилия, в зоне около 100 км к западу от кратера Уэбб (место посадки «Луны-16»); б) Моря Спокойствия, приблизительно 900 км от вышеуказанного района (место посадки «Аполлона-11»); в) Океана Бурь, северо-западная окраина кратера Сервейор (место посадки «Аполлона-12»); эта зона находится примерно в 2500 км от места посадки «Луны-16».

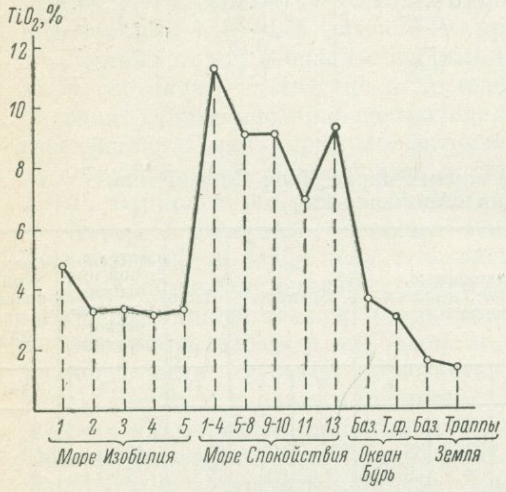


Рис. 2. Диаграмма содержания TiO_2 в горных породах Моря Изобилия (табл. 1), Моря Спокойствия (табл. 2), Океана Бурь (табл. 3) и Земли (табл. 4).

К р е м н е з е м. По предварительным данным (табл. 1, 2, 3), количество SiO_2 колеблется от 36 до 45%, причем наибольшая разница в содержании SiO_2 наблюдается в районе Моря Спокойствия. Главная масса SiO_2 сосредоточивается в пироксенах, поскольку они являются преобладающими минералами лунных пород, например пироксенов в мелкозернистых пузыристых разновидностях отмечается около 50% Кроме того, существенная часть SiO_2 (44—55%) входит в основные плагиоклазы, содержание которых в лунных породах доходит до 30% (и даже несколько выше).

Г л и н о з е м. Исследованиями зафиксировано, что колебания Al_2O_3 являются довольно значительными (7—15%), особенно это относится к району Моря Спокойствия, где в мелкозернистых пузырчатых породах содержание Al_2O_3 достигает 7.7% (табл. 2). Более обильное количество Al_2O_3 наблюдается в горных породах Моря Изобилия (13—15%).

В имеющихся в нашем распоряжении материалах отсутствуют химические данные для «анортозитового» типа пород Луны, где теоретически следует ожидать высокое содержание Al_2O_3.

Наибольшее количество Al_2O_3 естественно входит в основные плагиоклазы, которые содержат от 30 (лабрадор) до 35% (анортит) Al_2O_3. Что касается пироксенов, то в них фиксируется обычно незначительное количество Al_2O_3 и лишь в некоторых разновидностях отмечается сравнительно повышенное содержание. Например, исследованиями Энгеля (Engel и др., 1970) титано-железистых авгитов, т. е. очень распространенных пироксенов лунных пород, установлено, что количество Al_2O_3 колеблется от 0.5 до 10%.

Двуокись титана. Пожалуй, наибольший интерес для исследователей представляет установление в горных породах Луны значительных количеств TiO_2 (3—12%). Следует заметить, что содержание TiO_2 в породах различных районов Луны далеко не одинаково. Так, в лунных породах Моря Спокойствия, по данным предварительных исследований, количество TiO_2 существенно выше (7—12.5%), чем в горных породах Моря Изобилия (3—5%) и Океана Бурь (3—4%). Наличие TiO_2 в основном обусловлено повышенным содержанием ильменита (например, в мелкозернистых пузырчатых породах Моря Спокойствия указавается 18% ильменита вместе со стеклом). Часть TiO_2 входит в пироксены, особенно если они предствлены титано-железистыми авгитами, в которых по Кейлю (Keil a. oth., 1970) TiO_2=0.67—9.3%.

Специальными исследованиями, например Кейля (Keil a. oth., 1970), в ильменитах из лунных пород помимо TiO_2 и FeO установлено: Cr_2O_3— 0.5—1.3, MgO — 0.8—6.2, MnO — 0.5—0.6, V_2O_5 — до 0.2% и некоторые другие.

По содержанию TiO_2 лунные породы резко отличаются от соответствующих горных пород Земли (рис. 2). Среднее содержание TiO_2 в большей части основных магматических пород Земли составляет 1.0—1.5%.

В земных эффузивных разновидностях TiO_2 содержится в большем количестве (например, в базальтах в среднем 1.63%) по сравнению с интрузивными (в габбро в среднем 1.03%).

Однако заметим, что на Земле встречены, хотя и редко, основные породы с относительно высоким содержанием TiO_2 (табл. 4). Например,

Таблица 4

Химические составы (вес. %) некоторых магматических основных горных пород СССР

Окислы	По В. Ф. Морковкиной (1964)		Диабаз, р. Подкаменная Тунгуска, Байкит (Лебедев, 1955)	По В. И. Гоньшаковой (1961)		По С. П. Соловьеву (1970)	
	габбро меланократовое, Ю. Урал, Копань	габбро мезократовое, Ю. Урал, Копань		долерит, басс. р. Вилюй Хоингуи	лейкодолерит, басс. р. Лены, близ р. Бирюк	базальт (средний состав)	траппы сибирские (средние)
SiO_2	41.90	41.22	44.99	46.76	45.66	48.91	48.48
TiO_2	4.85	3.77	3.54	3.58	3.90	1.63	1.51
Al_2O_3	10.74	12.05	13.44	13.84	10.41	16.44	14.63
Fe_2O_3	5.72	7.82	4.73	3.44	10.98	4.90	2.89
FeO	12.96	13.20	14.19	11.43	9.52	6.09	10.31
MnO	0.22	0.23	0.20	—	0.17	0.21	0.22
MgO	8.56	7.53	4.48	6.28	5.06	5.88	6.38
CaO	12.50	11.44	9.66	9.12	6.42	8.78	9.92
Na_2O	1.56	1.79	2.39	1.91	3.62	2.70	2.05
K_2O	0.10	0.18	0.98	1.58	1.69	1.41	0.80
H_2O^-	—	—	0.16	0.80	0.94		
H_2O^+	1.31	0.54	0.88	1.33	1.35	2.61	2.60
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0.02	0.17	—	—	—	0.44	0.21
S	0.38	—	—	—	—	—	—
V_2O_3	—	0.20	0.07	—	—	—	—

в некоторых долеритах и диабазах Сибирской платформы отмечено (Гоньшакова, 1961; Лебедев, 1955, и др.) довольно высокое содержание TiO_2 (3—4%), а в меланократовых габбро Южного Урала почти 5%. В некоторых рудных габбро (Морковкина, 1964) Златоустовского района Урала содержание TiO_2 достигает 8.98%.

Соединения железа. Одной из характерных особенностей лунных пород является отсутствие Fe_2O_3. Действительно, ни в одном из приведенных анализов нет Fe_2O_3. Очевидно, это в основном обусловлено тем, что формирование лунных пород, происходило практически в условиях отсутствия атмосферы.

В анализах предварительных исследований лунных пород зафиксирована только FeO (16—21%). Количество FeO выше, чем в магматических основных породах Земли. Например, в земных базальтах среднее

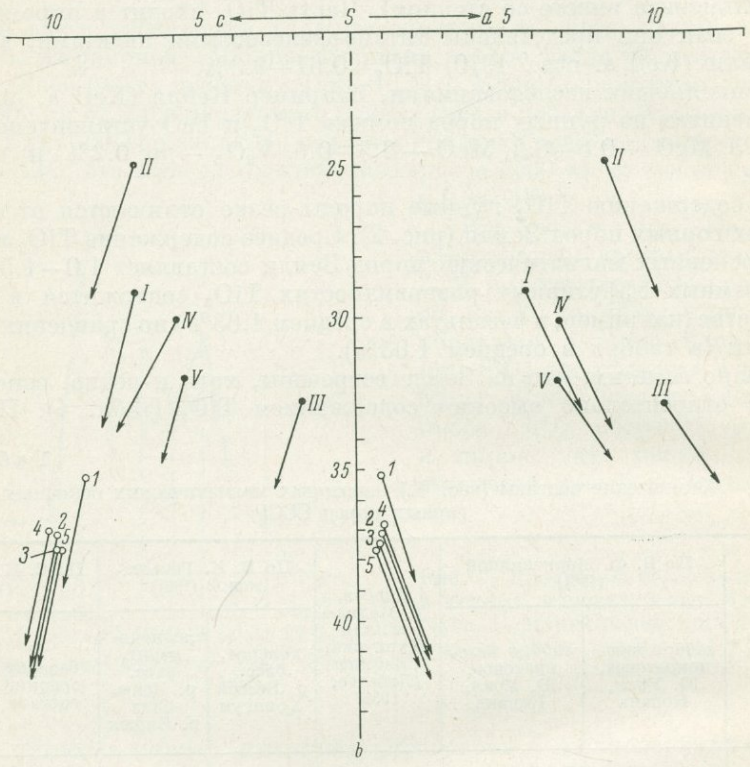


Рис. 3. Диаграмма химических составов горных пород Моря Изобилия и Земли.

1—5 — Моря Изобилия (табл. 1); *I—V* — Земли (*I* — диабаз, *II* — долерит, *III* — лейкодолерит, *IV* — средний состав базальта, *V* — средний состав сибирских траппов).

содержание FeO равно 6.09 (Соловьев, 1970). Однако если Fe_2O_3 базальтов пересчитать на FeO, то суммарное количество FeO земных базальтов будет близким к наблюдаемому в лунных породах.

Следует также иметь в виду, что как в СССР, так и за рубежом встречены горные породы основного состава (рудные габбро и др.), которые в относительно существенных количествах содержат рудные минералы. Естественно, эти породы значительно богаче соединениями железа, например, в некоторых уральских основных породах Fe_2O_3 достигает 22% и FeO—25%.

Большая часть соединений железа входит в пироксены, которые доминируют в лунных породах. Часть железа сосредоточивается в ильменитах, в которых, по Энгелю (Engel и др., 1970), содержится Fe^{2+}=15—19.6%. При наличии оливина некоторая часть железа находится в нем.

Закись марганца. Содержание MnO колеблется в лунных породах от 0.2 до 0.6%, причем в районе Моря Спокойствия его почти

в два раза больше, чем в зонах Моря Изобилия и Океана Бурь. В последних количество MnO примерно такое же, как и в средних химических составах базальтов и траппов Земли. Вероятно, бóльшее количество MnO в горных породах Моря Спокойствия связано с более высоким содержанием в них ильменита, в котором, по данным Кейля (Keil a. oth., 1970), содержится 0.5—0.6% MnO.

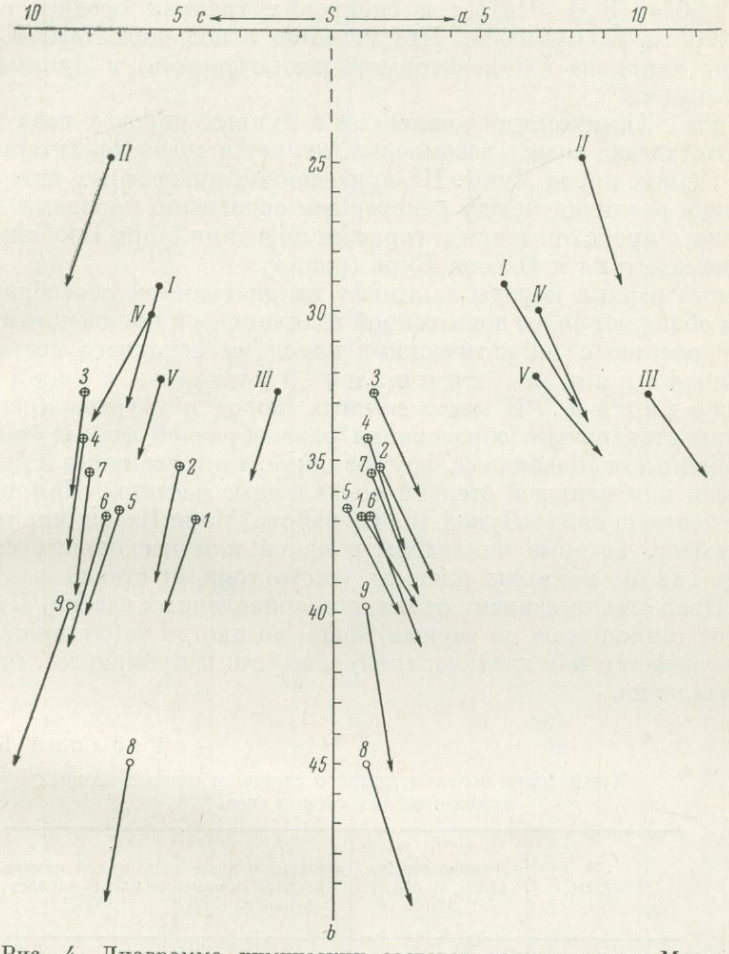


Рис. 4. Диаграмма химических составов горных пород Моря Спокойствия, Океана Бурь и Земли.

1—7 — Моря Спокойствия: *1—2* — мелкозернистые, пузырчатые, кристаллические; *3—4* — среднезернистые, кавернозные, кристаллические; *5—6* — брекчии; *7* — пыль; *8—9* — Океана Бурь (*8* — базальтовая порода, *9* — тонкая фракция); *I—V* — Земли (см. условные обозначения на рис. 3).

Окись магния. Наибольшее количество MgO (около 12%) зафиксировано в зоне посадки «Аполлона-12», а в горных породах из мест посадки «Луны-16» и «Аполлона-11» MgO существенно меньше (6—10%) и близко к содержанию некоторых магматических пород основного состава (табл. 4).

Почти все соединения магния входят в пироксены и оливины, особенно если последние богаты форстеритовым компонентом (48—80), и небольшая часть (0.8—6.2% MgO) — в ильмениты (Keil a. oth., 1970).

Окись кальция. Среднее содержание CaO лунных пород близко к 10%. Примерно такое или близкое содержание CaO имеет ряд

основных горных пород Земли (табл. 4). Основная масса CaO концентрируется в основных плагиоклазах. В анортите, преобладающем компоненте основных плагиоклазов, содержится около 20% CaO. Часть CaO сосредоточивается в пироксенах.

Щ е л о ч и. В лунных породах содержание щелочей ниже (Na_2O=0.2—0.5%, K_2O=0.1—0.2%) по сравнению с основными магматическими породами Земли. Например, в базальтах СССР среднее содержание Na_2O=2.70%, K_2O=1.41%; в сибирских траппах среднее содержание Na_2O=2.05 и K_2O=0.80%. Что касается отношения Na_2O/K_2O, то оно примерно такое же (за некоторыми исключениями) в лунных породах, как и земных.

В о д а. Химическими анализами в лунных породах вода не обнаружена. Отсутствие воды, несомненно, является очень характерной особенностью горных пород Луны. На приведенных диаграммах видны главнейшие общие различия между некоторыми основными породами Земли магматического происхождения и горными породами Моря Изобилия (рис. 3), Моря Спокойствия и Океана Бурь (рис. 4).

Лунные горные породы занимают на диаграммах обособленное положение и обладают более повышенной величиной *в* и пониженным значением *а* по сравнению с магматическими породами основного состава Земли.

З а м е ч а н и я о х и м и з м е л у н н ы х с т е к л о в а т ы х о б р а з о в а н и й. В массе лунных пород и грунтов (реголита) обнаружены стекловатые образования разнообразной формы (часть из них шариковидные, каплевидные, грушевидные, гантелевидные и др.), а также в большей или меньшей степени оплавленные частицы. Например, среди частиц, доставленных «Луной-16» из района Моря Изобилия, установлено много таких, которые оплавлены с одной или нескольких сторон. Эти частицы как бы покрыты пленкой (часто тонкой) стекла различной окраски. Цвет стекла зависит от состава оплавленных частиц. Преобладают стекла от темно-бурых до черных тонов, но иногда наблюдаются прозрачные. Встречается как гладкое, глазурное, так и пузыристое, шлакообразное оплавление.

Таблица 5

Химические составы лунного стекла и кислых земных вулканических стекол (вес. %)

Окислы	Лунное стекло (Keil a. oth.., 1970)	Обсидиан липаритовый Земли (Соловьев, 1970)	Смоляной камень Земли (Соловьев, 1970)
SiO_2	78.10	72.67	73.21
TiO_2	1.11	0.17	0.21
Al_2O_3	10.60	13.03	12.40
Fe_2O_3	—	0.75	0.84
FeO	0.96	0.86	0.63
MnO	0.04	0.09	0.03
MgO	0.07	0.29	0.09
CaO	5.10	1.46	0.66
Na_2O	1.24	3.87	4.56
K_2O	3.40	3.62	3.28
P_2O_5	0.19	—	0.02
Cr_2O_3	0.05	—	—
Zr_2O_3	0.04	—	—
H_2O	—	3.19	4.07
	100.90	100.0	100.0

Таблица 6

Содержание элементов-примесей (в частях на миллион) в горных породах Моря Изобилия (место посадки «Луны-16»)

Элементы	Базальтовая горная порода	Тонкозернистый материал с малым содержанием грубой фракции (обломков пород более 3 мм не содержит)		Разнозернистый материал с включением обломков пород и других частиц (размером более 3 мм)	
Li	—	—	10	—	10
Be	—	—	2.8	2	2.7
F	181	265	292	246	277
B	5	4.5	3.9	6	4.6
P	511	—	254	—	200
Sc	20	27	33	23.3	25
Cl	—	66	74	36	72
V	42.5	64	73.5	55.3	55
Co	29	68	56	44	61
Ni	147	190	137	250	178
Cu	13	36	39.8	35	36
Zn	2.6	10	20	33	21.5
Rb	—	3	6.3	5.5	—
Sr	445	90	156	—	182
Cs	0.75	0.06	0.26	—	0.08
Zr	—	350	334	354	346
Hf	0.3	1.1	3.6	1.2	1.0
Mo	1.2	7	12	3.6	5
Ga	1.2	11	—	4.9	—
Ge	2.5	1.3	1.2	1.2	1.5
As	2.9	0.4	0.36	0.6	0.3
Se	0.7	0.45	0.5	—	0.4
Br	1.3	0.26	0.27	0.24	0.33
Ru	6	0.03	0.04 (4)	0.01	—
Rh	—	—	0.0037	—	—
Pd	0.02 (7)	0.0086	0.012	—	0.01
Ag	0.2	0.05	0.059	0.02	0.07
Cd	—	1	0.75	1	1.3
In	—	0.06	0.025	0.086	0.08
Ba	206	42	259	37	48
Sn	4	1.6	1.4	—	2.0
Sb	0.5	0.4	0.3	0.7	0.3 (5)
Te	—	0.2	—	0.15	0.2
W	9	—	4.7	5.3	7.5
Au	—	0.0033	0.0013	0.003	—
Tl	—	0.3	0.2	—	0.5
Pb	7.7	6.4	6.6	7.0	6.0
I	—	0.15	—	0.26	0.14
Y	58	45	49	50	56
La	7.7	7.3	8	7.4	7.2
Ce	24.6	21	26	24	23
Pr	4.8	4.5	4.7	4.6	4.5
Nd	25	20	28	21	23
Sm	7.1	5.6	6.8	6.2	6.8
Eu	1.2	1.6	1.2	1.3	1.4
Gd	4.8	6.0	4.7	4.6	5.8
Tb	0.9	0.75	1.0	0.9	0.9
Dy	5.2	5.0	5.3	5.0	5.0
Ho	2.0	2.0	2.2	1.9	1.8
Er	5.0	5.0	5.0	5.0	4.7
Tu	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Yb	3.6	3.5	3.6	3.5	3.5
Lu	0.3	0.28	0.3	0.3	0.3

Кроме частиц с типично лунным оплавлением отмечаются (Виноградов, 1971) стекла вулканического происхождения, которые обладают характерным раковистым изломом, пористостью. Возможно, что эти вулканические стекла представляют обломки более крупных стекловатых масс.

Кейл (Keil a. oth., 1970) химически исследовал обломки вулканического («изверженного») стекла (табл. 5). Как видим, полученные данные очень резко отличаются от вышеприведенных результатов химического изучения лунных пород. По многим химическим компонентам лунное стекло близко к кислым вулканическим стеклам Земли; лишь немногие составные части, как например CaO, Na_2O, отличаются. Лунные стекла лишены H_2O и Fe_2O_3.

Вопрос о том, имеет ли анализированный обломок лунного стекла вулканическое происхождение или произошел путем плавления некоторых породообразующих минералов, или каким-то другим образом, пока не решен, так как такие находки пока единичны (и повторно не проверены). Возможно, это кусочек тектита, которые обычно обнаруживают высокие содержания SiO_2 (70—80%), умеренное количество Al_2O_3 (11—15%), а K_2O в большинстве случаев превалирует над Na_2O (Мэйсон, 1965).

Замечания об элементах-примесях. В лунных породах установлены довольно разнообразные химические элементы. Приведенные данные (табл. 6 и 7) отражают содержание элементов-примесей лунных пород в местах посадки «Луны-16» и «Аполлона-11». Пока имеется сравнительно небольшой материал в отношении элементов-примесей, поэтому выводы по вопросу их поведения едва ли целесообразно делать. Здесь лишь кратко остановимся на цирконии и иттрии.

Таблица 7

Содержание элементов-примесей (в частях на миллион) в горных породах Моря Спокойствия (место посадки «Аполлона-11»)

Элементы	Мелкозернистые, пузырчатые, кристаллические				Среднезернистые, кавернозные, кристаллические				Брекчии		Пыль	Валовая проба	Средний состав
Rb	—	6.5	6.0	1.5	6.0	1.6	1.9	0.8	—	3.1	2.2	2	3.06
Ba	100	130	180	50	120	85	115	60	105	90	68	65	80.6
Sr	110	55	130	85	55	190	60	140	150	60	90	140	105.4
Yb	7	2	6	2.5	—	5	1.3	2.7	4.5	1.8	2.5	2.5	3.43
Y	230	210	310	185	310	230	100	130	300	115	130	200	204
V	36	30	40	20	30	32	40	80	22	32	42	30	36.1
Sc	110	45	110	110	55	130	90	170	68	55	55	60	88.1
Co	15	12	22	3	10	7	7	10	13	12	18	11	11.6
Cu	—	5	—	4.5	3	—	6	10	—	8	—	—	6
Li	11.5	14	22	15	25	19	15	10.5	—	12.5	15	15	15.9
Ga		—	—	5	—	—	4	—	—	—	—	—	6
U		0.75	0.78	—	0.70	—	—	—	0.39	—	—	—	0.65
Th		2.9	3.4	—	2.9	—	—	—	1.8	—	—	—	2.5

Примечание. Валовая проба отобрана на биологический анализ.

Цирконий. Среднее содержание ZrO_2 в лунных породах Моря Спокойствия составляет $\approx 0.11\%$, т. е. в несколько раз выше, чем в основных магматических породах Земли и в десятки раз выше, чем в каменных метеоритах. Следует иметь в виду, что количество ZrO_2 в Море Изобилия и Океане Бурь несколько ниже. Вопрос о том, в каких породообразующих минералах лунных пород сосредоточивается цирконий, пока приходится оставлять открытым ввиду недостаточного материала о их химизме.

Иттрий. Среднее содержание иттрия в лунных породах, особенно Моря Спокойствия, по сравнению с основными магматическими породами Земли и каменными метеоритами значительно выше. Что касается распре-

деления иттрия по породообразующим минералам лунных пород, то ответ на этот вопрос может быть получен лишь после тщательных исследований этих минералов.

ВЫВОДЫ

Приведенные данные о лунных породах являются предварительными, поэтому естественно и выводы следует рассматривать как сугубо приближенные.

1. Хотя участки Луны (Море Изобилия, Море Спокойствия и Океан Бурь), откуда были взяты образцы горных пород, существенно удалены друг от друга (место посадки «Луны-16» удалено примерно на 900 км от места посадки «Аполлона-11» и около 2500 км от «Аполлона-12»), данные о вещественном составе горных пород этих районов во многом сходны и лишь по некоторым химическим компонентам в той или иной мере отличаются. Следует также иметь в виду, что даже в пределах одного района химические анализы не обнаруживают полной идентичности. В общем исследованные горные породы Луны по химическому (а также минеральному) составу близки к основным магматическим горным породам (гр. габбро-базальта) Земли, но отличаются от них рядом особенностей.

2. Ни в одном из образцов горных пород Луны химическими исследованиями не обнаружено ни H_2O^-, ни H_2O^+. Такое положение обусловлено, вероятно, тем, что формирование лунных пород происходило в специфических условиях и прежде всего в обстановке практического отсутствия атмосферы на Луне. Эта черта весьма существенно отличает лунные породы от горных пород Земли, в которых вода обычно фиксируется анализами (около 1%), причем в вулканических стеклах в заметных количествах (до 3—4%, а иногда выше).

3. Отсутствие Fe_2O_3 в химических анализах лунных пород представляет не менее значительную особенность их состава.

4. Следует отметить резко повышенное содержание в лунных породах TiO_2, особенно в районе Моря Спокойствия, где его приблизительно в три раза больше, чем в горных породах Моря Изобилия и Океана Бурь. Высокое содержание TiO_2 в лунных породах связано в основном с относительно высоким количеством в них ильменита.

5. Особенностью лунных пород является также относительно пониженное содержание щелочей: Na_2O и K_2O в 5—10 раз меньше, чем в основных магматических породах Земли.

6. При сопоставлении химического состава лунных пород с каменными метеоритами в той или иной мере приближенного минерального состава (с богатыми кальцием пироксено-плагиоклазовыми ахондритами, например, эвкритами и говардитами) выясняется, что каменные метеориты отличаются от них, в частности, резко пониженным содержанием TiO_2 (обычно десятые, а иногда сотые доли процента) и наличием воды (большей частью десятые доли процента), тогда как в лунных породах совершенно отсутствуют H_2O^- и H_2O^+.

7. Наличие оплавленных частиц, часто с тонкой стекловидной локальной пленкой, указывает, что местное оплавление происходило в течение очень короткого времени и было обусловлено, вероятно, падением метеоритов на Луну, вызывавших мгновенный подъем температуры. Следует иметь в виду, что метеоритные тела неслись к лунной поверхности, по-видимому, с очень большой скоростью, поскольку Луна почти лишена атмосферы. Остается неясным генезис шаровидных стекловатых частиц, тем более что они имеют различный цвет (от черного до светлых тонов), а часть из них совершенно прозрачна.

8. Наличие анортозитов (или близких к ним горных пород) зафиксировано как в районе Моря Спокойствия, так и Моря Изобилия. Правда,

остается неясным их залегание, поэтому вопрос о происхождении остается проблематичным. Не исключена возможность, что часть таких мелких обломков анортозитов Луны представляет сегрегацию основных плагиоклазов в излившихся массах. Такого рода скопления плагиоклазов установлены в некоторых лавах Земли.

Дальнейшие исследования лунных пород, несомненно, принесут нам не только обильные новые материалы, но и много неожиданного.[3]

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А. П. 1970. О происхождении лунных пород. Геохимия, №. 1.

Виноградов А. П. 1971. Предварительные данные о лунном грунте, доставленном автоматической станцией «Луна-16». Геохимия, № 1.

Гоньшакова В. И. 1961. Траповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 61, М.

Козырев Н. А. 1962. О существовании вулканической деятельности на Луне. В кн.: Вопросы вулканизма, М.

Лебедева А. П. 1955. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. Тр. ИГН АН СССР, вып. 161, сер. петрограф., № 46, М.

Морковкина В. Ф. 1964. Химические анализы изверженных горных пород. Изд. «Наука», М.

Мэйсон Б. 1965. Метеориты. Изд. «Мир», М.

Соловьев С. П. 1967. Петрология магматических горных пород в СССР за период 1917—1967 гг. и некоторые задачи. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 96, вып. 6.

Соловьев С. П. (1970). Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Изд. «Наука», Л.

Agrell S. O., J. H. Scoon, J. D. Muir, J. V. Long, J. D. Mc Connell, A. Peckett. 1970. Mineralogy and petrology of some lunar samples. Science, v. 167, № 3918.

Annell Ch., Armin. (1970). Emission spectrographic determination of trace elements in lunar samples. Science, v. 167, № 3918.

Bailey J. C., P. E. Champness, A. C. Dunham, J. Esson, W. S. Fyfe, W. S. Mackenzie, E. F. Stumpfl, J. Sussman. 1970. Mineralogical and petrological investigations of lunar samples. Science, v. 167, N 3918.

Costes N. C., W. D. Carrier, J. K. Mitchell, R. F. Scott. 1970. Apollo-11 soil mechanics investigation. Science, v. 167, № 3918.

Engel A. E., G. Engel. 1970. Lunar rocks compositions and some interpretation. Science, v. 167, № 3918.

Frondel C., C. Klein, I. Ito, I. Drake. 1970. Mineralogy and composition of lunar fines and selected rocks. Science, v. 167, № 3918.

Keil K., M. Prinz, T. E. Bunch. 1970. Mineral chemistry of lunar samples. Science, v. 167, № 3918.

King E., M. Carman, J. Butler. 1970. Mineralogy and petrology of coarse particulate material from lunar surface at Tranquility base. Science, v. 167, № 3918.

Mason Br., K. Fredrikson, E. P. Henderson, E. Jarosewich, W. G. Melson, K. M. Towe, J. S. White. 1970. Mineralogy and petrography of lunar samples. Science, v. 167, № 3918.

Preliminary examination of lunar samples from Apollo-11. 1969. Science, v. 165, № 3899.

Preliminary examination of lunar samples from Apollo-12. 1970. Science, v. 167, N 3923.

Skinner Br. J. 1970. High crystallization temperatures indicated for igneous rocks from Tranquility base. Science, v. 167, N 3918.

Traill R. J., A. G. Plant, J. A. Douglas. 1970. Garnet first occurence in the lunar rocks. Science, v. 169, N 3949.

Wood J. A., U. B. Marvin, B. N. Powell, J. S. Dickey. 1970. Mineralogy and petrology of the Apollo-11 lunar samples. Spec. Rept. Smiths. Astrophys. Observ., v. XVI, № 307.

[3] Представляет интерес первая находка Трейлем и др. (Traill a. oth., 1970) в лунных породах высокожелезистого граната (SiO_2=36.1, TiO_2=0.1, Al_2O_3=21.4, FeO=31.5, MnO=1.2, MgO=0.4, CaO=8.7%, сумма — 99.4%).

И. Х. Хамрабаев, В. И. Айзенштат, П. Т. Азимов,
К. У. Урунбаев, Т. Н. Далимов, А. К. Каюмов

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СЛЮД ИЗ НЕКОТОРЫХ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ УЗБЕКИСТАНА

Слюды являются существенными составными частями гранитоидных интрузий Узбекистана. Их детальное изучение позволяет установить конкретную связь химизма пород с особенностями минерального состава и оптическими свойствами слюд. В данной статье характеристика вещественного состава слюд дана главным образом по интрузивам средне-верхнекарбонового и пермо-карбонового магматических комплексов, которые являются господствующими в Узбекистане: в Чаткало-Кураминском регионе — Карабашский, Акчинский, Шавасский, Башкызылсайский, Карабауский, Чимганский, Кошмансайский, Саргардонский, Чепташский интрузивы, в Западном Узбекистане — Актауский, Устукский, Акчопский, Акмазарский, Зирабулакский, Кошкудукский, Чайдарозский, Каратюбинский, Тамдынский, Тозбулакский, Таушанский, Кынгырский интрузивы, в Южно-Гиссарском районе — Гиссарский батолит и Туполангский массив. Большинство этих интрузий относится к мезоабиссальной фации глубинности (Далимов и др., 1968). По слюдам из гранитоидов пермо-триасового комплекса Чаткало-Курамы (Бабайтагский, Чаркассарский массивы семейства фаций малых глубин) и докембрийского в Гиссаре (Средне-Уруклинский массив, абиссальная фация) аналогичного материала еще мало.

Вещественный состав вышеперечисленных интрузий изучен довольно подробно (Петрография Узбекистана, 1964). Биотит в породах начальных фаз пермо-карбонового комплекса (диориты, кварцевые диориты) часто присутствует совместно с амфиболом и редко пироксеном, а в гранодиоритах (вторая фаза) почти всех интрузивов Чаткало-Кураминских гор и Тамдынского массива ассоциирует с амфиболом. В большинстве других интрузивов, в том числе и в продуктах поздних (третья и четвертая) фаз (граниты, аляскиты), биотит является единственным цветным компонентом. Исключением является Тамдынский, западная часть Актауского, Саргардонский и некоторые другие массивы, где в породах III фазы цветной компонент представлен биотитом и амфиболом. Обычно биотит представлен таблитчатыми, полигональными и чешуйчатыми зернами размером 0.3—2.5 мм, характеризующимися резким плеохроизмом: по Ng — от буровато-красного, темно-коричневого, темно-бурого до почти непрозрачного; по Np — от светло-коричневого, желтовато-зеленого до бесцветного; обычно оптически одноосный, хотя в отдельных случаях (интрузивы юго-западного Чаткала) величина $2V$ достигает 8—12°. Двупреломление варьирует от 0.021 до 0.045. Характерными включениями в биотитах являются зерна магнетита, апатита, ильменита, циркона, редко сфена, ортита, графита, монацита, ксенотима и др. Биотит нередко замещается хлоритом (пеннин), мусковитом, эпидотом, карбонатом, лейкоксеном, гидроокислами железа с выделением магнетита, сфена и сагенита.

Для характеристики вещественного состава слюд (табл. 1) в работе использовано 98 анализов биотитов (по данным авторов и других исследователей), выполненных в химической лаборатории ИГГ АН УзССР (аналитики Е. Ф. Касьянова, Т. И. Суконкина, А. Н. Хан).[1]

Обобщая данные по химизму слюд, можно отметить, что большинство биотитов из гранитоидов восточной части Каратюбинских гор, Чаткаль-

[1] Исключение составляют анализы биотитов из пород Чаркассарского (Лисицына и др., 1965) и Гиссарского (Баратов, 1966) интрузивов.

Таблица 1

Химический состав и светопреломление слюд из некоторых гранитоидных интрузий Узбекистана

Окислы	Срединный Тянь-Шань									
	Чаткальская (К. Урунбаев, 1970 г.)				Кураминская (К. Уранбаев, 1970)					
	Чимганский (C_2—C_3), биотитовые граниты (54)	Кошмансайский (C_2—C_3), биотитовые граниты (26)	Саргардонский (P_1—T_1), аляскитоидные граниты (7)	Чепташский (P_1—T_2), гранит-порфиры (45)	Акчинский (C_2)		Шавасский (C_2), диориты		Карабауский (C_2—C_3), гранодиориты (2072)	Башкызылсайский (C_1—C_3), диориты (2107)
					диориты (472)	гранодиориты (479)	(356)	(379)		
SiO_2	35.6	37.02	36.7	34.25	37.02	32.40	35.92	36.12	32.6	30.04
TiO_2	2.01	2.66	1.3	3.05	2.66	3.25	2.31	2.16	2.01	1.23
Al_2O_3	16.6	20.04	17.01	20.53	20.04	20.50	16.44	20.14	19.60	20.01
Fe_2O_3	3.4	3.33	3.10	2.97	2.33	2.9	2.02	1.22	3.40	3.10
FeO	18.4	15.20	18.9	15.35	15.20	15.3	17.64	18.00	17.40	18.90
MnO	0.7	0.30	0.61	0.37	0.30	0.37	0.25	0.30	0.70	0.61
MgO	10.9	11.28	10.3	12.24	11.28	12.24	10.68	9.66	10.90	10.30
CaO	2.6	1.8	0.1	1.1	1.80	3.10	5.20	1.90	2.60	3.46
Na_2O	0.17	0.13	0.28	0.08	0.13	0.08	0.13	0.13	0.17	0.28
K_2O	5.3	6.69	7.61	8.04	6.69	6.20	6.33	6.39	5.30	4.60
H_2O	3.2	2.11	3.8	2.2	2.11	2.27	2.64	3.67	3.20	3.80
F	0.57	0.3	0.5	0.42	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	—	—	—	0.30	0.45	—	0.09	0.57	0.50
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.45	99.86	100.21	100.60	99.92	99.06	99.56	99.78	99.45	99.61
Общая железистость, мол. %	52.5	47.5	53.9	45.5	46.1	45.0	50.3	52.5	51.1	54.0
Ng	1.651	1.652	1.654	1.654	1.645	1.640	1.645	—	—	—
Магнезиальность, мол. %	47.5	52.5	46.1	54.5	53.9	55.0	49.7	47.5	48.9	46.0
Титанистость, мол.%	4.15	5.95	2.76	6.34	6.10	6.79	5.10	4.84	4.25	2.6
Щелочность, мол. %	0.21	0.38	0.51	0.17	0.37	0.33	0.42	0.37	0.30	0.37

Таблица 1 (*продолжение*)

Окислы	Срединный Тянь-Шань																
	Кураминская																
	Карабашский (C_2)														Чаркассарский ($P—T_1$) (Г. А. Лисицына и др., 1965 г.)		
	диориты, кварцевые диориты (Э. Б. Алиев, 1967 г.)										порфировидные гранодиориты (Э. Б. Алиев, 1967 г.)				аляскитоидные граниты	граниты	
	(51)	(55)	(56)	(57)	(330в)	(585и)	(621а)	(628)	(672)	(694)	(656а)	(674а)	(675а)	(675)	(1-ч)	(2-ч)	(3-ч)
SiO_2	35.95	35.20	33.90	33.50	36.35	36.10	34.50	35.75	34.55	35.55	37.15	36.75	36.0	36.10	34.12	34.20	35.16
TiO_2	2.15	2.55	2.20	2.30	1.20	1.50	2.35	2.35	1.55	2.30	1.30	1.55	2.00	1.90	3.20	3.26	3.57
Al_2O_3	18.10	19.70	22.40	23.40	17.40	16.60	21.10	17.65	19.60	17.00	16.80	17.70	18.10	19.00	15.12	15.78	14.24
Fe_2O_3	6.80	3.90	6.35	6.70	9.65	6.75	6.15	7.50	6.7	5.20	4.90	8.10	6.70	6.75	3.34	6.19	4.13
FeO	12.90	13.20	10.20	9.15	12.10	15.30	13.40	13.40	14.8	15.10	10.15	12.05	13.40	13.10	25.54	20.79	18.71
MnO	0.42	0.35	0.27	0.30	0.51	0.43	0.30	0.30	0.93	0.32	0.37	0.41	0.42	0.43	1.10	0.93	1.10
MgO	11.10	10.90	10.50	9.75	11.55	11.60	10.60	11.75	10.50	12.00	12.40	10.35	9.70	10.50	3.31	6.0	9.32
CaO	1.16	1.10	1.02	0.87	0.80	1.20	1.18	1.18	0.24	1.17	0.95	0.80	1.10	0.17	0.75	1.26	1.50
Na_2O	0.76	0.68	0.70	0.65	1.05	0.75	0.67	0.97	0.67	0.84	0.73	0.95	0.78	0.85	0.42	0.25	0.25
K_2O	6.90	7.80	8.25	8.95	6.35	5.60	6.70	6.70	5.65	6.30	8.05	7.25	6.80	7.25	6.54	7.68	7.73
H_2O^+	2.70	2.65	3.30	3.25	2.30	3.60	2.80	2.15	3.30	3.50	2.58	2.90	3.30	3.20	0.25	0.60	0.16
F	0.94	0.96	0.72	0.82	0.90	0.84	1.00	0.85	0.97	0.67	0.73	0.85	0.77	0.67	1.18	—	1.73
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.17	—	—	—	3.06	3.00	3.15
Сумма	99.82	98.99	99.81	99.69	100.16	100.27	100.75	100.26	99.26	99.75	100.61	99.75	99.07	99.79	99.93	99.94	100.05
Общая железистость, мол. %	49.5	46.3	45.9	48.1	50.2	50.9	50.0	49.0	52.8	48.0	39.5	51.1	53.0	50.5	84.5	71.2	57.5
Ng	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.640	—	—	—	—	1.662	1.665
Магнезиальность мол. %	50.5	53.7	54.1	51.9	49.8	49.1	50.0	51.0	47.2	52.0	60.50	48.9	47.0	49.5	15.5	28.8	42.5
Титанистость, мол. %	4.54	3.61	5.46	5.81	2.51	3.12	5.2	4.8	3.26	4.79	3.02	3.44	4.61	4.35	7.2	7.03	7.47
Щелочность, мол. %	0.47	0.48	0.44	0.48	0.48	0.43	0.40	0.50	0.36	0.48	0.58	0.49	0.47	0.47	0.51	0.55	0.60

Таблица 1 (*продолжение*)

Окислы	Срединный Тянь-Шань				Южный Тянь-Шань							
	Кураминская				Западный Узбекистан							
	Бабайтагский (P—T_1), гранит-порфиры (Т. Н. Далимов, 1970 г.)		Чилтенский (P—T_1), гранодиорит-порфиры (Г. Н. Далимов, 1970 г.) (96)	Самранский (P—T_1), гранит-порфиры (Т. Н. Далимов, 1970 г.) (1001)	Кынгырский (C_3—P_1), гранодиориты (С. Юлдашев, Р. Магдиев, 1967 г.)		Таушанский (C_3—P_1), граниты (С. Юлдашев, Р. Магдиев, 1967 г.) (8222)	Тозбулакский (C_3—P_1) (А. Каюмов, 1967 г.)				
								биотитовые граниты				мелкозернистые граниты (353)
	(1018)	(1037)			(8095)	(8637)		(273)	(354)	(8600)	(8411/1)	
SiO_2	38.64	35.06	36.76	35.86	38.80	43.02	34.74	37.28	34.36	34.36	31.18	33.34
TiO_2	2.37	2.50	3.0	2.85	2.67	1.72	2.16	3.74	2.72	2.40	3.43	3.0
Al_2O_3	18.93	17.44	15.75	18.04	18.10	16.63	16.18	16.00	17.70	12.41	17.54	22.04
Fe_2O_3	0.76	3.22	2.89	3.29	2.00	5.39	6.28	4.92	5.29	10.27	14.90	12.34
FeO	18.36	19.08	13.32	15.48	13.70	10.10	23.90	19.88	24.34	22.13	20.23	6.45
MnO	—	1.50	—	0.41	0.20	0.15	0.26	0.38	0.55	0.41	0.32	0.28
MgO	7.70	7.70	10.53	12.10	10.88	10.10	4.22	7.45	6.88	4.91	7.24	13.84
CaO	3.21	2.96	8.47	4.55	3.40	3.60	3.30	3.00	3.20	4.20	5.90	5.20
Na_2O	1.13	0.56	0.50	0.59	0.40	0.47	0.40	0.16	0.11	0.18	0.20	0.10
K_2O	7.23	7.25	5.72	3.86	6.78	6.02	7.07	4.87	4.34	4.57	4.94	2.98
H_2O^+	—	0.76	0.80	0.54	2.00	0.18				0.25	0.40	—
F	0.80	0.80	0.30	0.40	—	—	—	—	—	0.99	1.41	—
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	0.49	—	—	—	—
П. п. п.	1.10	0.77	1.72	1.87	0.80	2.54	1.50	1.78	—	2.31	1.19	
Сумма	100.23	99.50	99.76	99.84	99.73	99.92	100.07	99.95	99.44	99.55	99.93	99.57
Общая железистость, мол.%	58.2	61.5	45.7	46.1	44.4	45.5	80.0	65.0	70.3	78.3	72.3	41.6
Ng	1.654	1.659	1.640	1.645	1.641	1.641	1.680	1.659	1.670	1.677	1.667	—
Магнезиальность, мол.%	41.8	38.5	54.3	53.9	55.6	54.5	20.0	35.0	29.7	21.7	27.7	58.4
Титанистость, мол.%	6.18	5.89	7.33	5.85	6.5	4.35	5.13	7.54	5.5	5.07	6.21	6.05
Щелочность, мол.%	1.04	0.49	0.45	0.29	0.66	0.44	0.50	0.35	0.28	0.42	0.31	0.16

Таблица 1 (*продолжение*)

Окислы	Южный Тянь-Шань													
	Западный Узбекистан													
	Тамдынский (C_3—P_1) (Р. Магдиев, 1967 г.)				Устукский (C_3—P_1)		Акчопский (C_3—P_1)			Актауский (C_3—P_1) (П. Т. Азимов, 1967 г.)				
	гранодиориты (2)	биотит-амфиболовые граниты		лейкократовые граниты (5)	биотитовые граниты (О. Кушмурадов, 1937 г.)					кварцевые диориты (5077/1)	гранодиориты			
		(3)	(4)		(8203)	(8215)	(8218)	(8008)	(8158)		(5075)	(8014)	(8027)	(8311)
SiO_2	44.2	34.36	35.82	35.94	40.70	38.60	39.92	36.3	36.10	39.20	37.38	38.90	37.48	37.56
TiO_2	2.76	4.32	3.47	3.12	3.20	3.40	3.47	2.56	2.40	2.76	1.79	2.41	3.07	2.91
Al_2O_3	12.0	11.74	13.04	12.66	18.00	16.10	17.62	19.04	19.0	15.70	21.73	17.33	15.03	17.42
Fe_2O_3	5.63	4.83	8.83	9.23	5.00	6.70	5.66	8.76	8.27	1.67	3.32	5.22	3.23	3.43
FeO	20.88	25.92	24.94	25.40	14.60	14.80	14.48	14.49	14.89	15.84	16.20	16.56	22.32	19.44
MnO	0.34	0.34	0.33	0.32	0.50	0.40	0.48	0.39	0.4	0.14	0.28	0.56	0.50	0.67
MgO	3.61	6.60	2.50	2.80	8.90	8.60	8.90	6.01	6.37	11.30	7.42	6.66	5.72	6.39
CaO	6.3	5.00	1.40	1.40	4.30	3.60	3.8	4.1	4.0	6.20	1.80	1.40	1.60	0.80
Na_2O	1.19	0.21	0.36	0.27	0.24	0.36	0.33	0.33	0.31	0.61	0.12	0.63	0.66	0.61
K_2O	2.92	3.46	5.64	5.47	7.20	7.80	7.87	8.0	7.2	6.29	7.13	8.58	8.54	8.80
H_2O^+	1.08	3.19	3.39	3.12	0.20	0.20	0.10	0.01	0.2	2.00	1.99	0.83	1.62	1.61
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	Сл.	0.08	—	—	—	—	—	—	—	—	0.25	0.08	Сл.	0.04
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.91	99.97	99.72	99.73	99.76	100.56	100.0	99.99	100.0	99.70	99.75	99.20	99.71	99.76
Общая железистость, мол. %	80.1	72.0	88.0	87.2	54.5	57.5	55.2	67.6	66.3	46.3	59.3	64.1	71.4	66.3
Ng	1.686	1.672	1.689	1.687	1.651	1.659	1.651	1.667	1.664	1.640	1.655	1.656	1.671	1.661
Магнезиальность, мол.%	19.8	28.0	12.0	12.8	45.5	42.5	44.8	32.4	33.7	53.7	40.7	35.7	28.6	33.7
Титанистость, мол.%	6.97	8.4	7.75	6.7	7.52	7.8	8.09	6.25	5.98	6.18	4.83	6.2	7.25	7.1
Щелочность, мол.%	0.40	0.34	0.50	0.50	0.45	0.56	0.51	0.54	0.49	0.44	0.36	0.60	0.68	0.61

Таблица 1 (*продолжение*)

Окислы	Южный Тянь-Шань											
	Западный Узбекистан											
	Актауский (C_3—P_1)							Центрально-Зирабулакский (C_3—P_1)	Акмазарский (C_3—P_1)	Кошкудукский (C_3—P_1), порфировидные гранодиориты (П. Т. Азимов, 1970 г.)		Чайдаразский (C_3—P_1), порфировидные гранодиориты (П. Т. Азимов, 1967 г.)
	биотитовые граниты (П. Т. Азимов, 1967 г.)							биотитовые граниты (И. Х. Хамрабаев, 1958 г.)				
	(8554)	(5179)	(5080)	(5070)	(5079)	(8779)	(8358)	(10)	(134)	(53)	(89)	(18)
SiO_2	36.82	36.76	37.60	37.36	35.76	36.80	37.08	35.75	36.48	35.32	34.40	35.84
TiO_2	3.37	3.26	3.26	2.16	2.70	3.69	3.56	3.36	3.07	3.05	2.73	2.79
Al_2O_3	17.45	15.69	13.64	17.82	17.49	15.29	13.59	19.56	19.97	19.26	20.22	20.32
Fe_2O_3	5.12	5.02	3.03	6.31	1.20	1.63	4.82	3.42	1.20	1.26	1.61	1.68
FeO	16.92	18.00	19.44	17.74	17.49	24.12	21.23	17.28	17.30	16.77	16.06	16.0
MnO	0.34	0.45	0.50	0.42	0.28	0.50	0.45	0.28	0.36	0.45	0.48	0.48
MgO	7.44	8.20	7.46	6.60	7.48	5.48	7.17	8.71	9.61	10.21	10.35	10.64
CaO	1.10	1.60	6.60	2.20	2.20	1.00	0.80	2.20	2.20	3.20	3.00	2.0
Na_2O	0.55	0.55	0.51	0.40	0.08	0.60	0.37	0.34	0.34	0.43	0.54	0.62
K_2O	7.86	7.72	6.50	6.19	6.54	8.95	8.85	7.31	7.00	7.20	6.27	6.50
H_2O^+	2.72	2.36	1.18	2.86	2.92	1.68	1.91	1.90	2.00	0.12	0.36	0.20
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	Сл.	0.10	0.10	0.08	0.10	0.05	Сл.	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.32	2.42
Сумма	99.75	99.71	99.79	99.70	99.85	99.79	99.75	100.11	99.73	99.69	99.67	99.86
Общая железистость, мол.%	62.0	60.5	62.5	66.4	66.0	72.4	66.6	56.8	52.0	49.5	48.7	48.1
Ng	1.651	1.655	1.656	1.668	1.671	1.671	1.661	1.656	1.655	1.639	1.638	1.639
Магнезиальность, мол.%	38.0	39.5	37.5	33.6	34.0	27.6	33.4	43.2	48.0	50.5	51.4	51.9
Титанистость, мол.%	8.14	7.3	7.56	5.0	5.84	8.45	7.54	7.87	7.25	7.14	6.27	7.8
Щелочность, мол.%	0.54	0.59	0.58	0.41	0.41	0.72	0.74	0.43	1.01	0.43	0.38	0.39

Таблица 1 (*продолжение*)

Окислы	Южный Тянь-Шань												
	Западный Узбекистан		Южный Гиссар										
	Каратюбинский (C_3—P_1) (И. Х. Хамрабаев, 1970 г.)		Средне-Уруклинский (Pt_1), биотит-кордиеритовые граниты (В. Е. Головин, 1967 г.)				Туполангский (C_2—C_3) (Т. А. Карасева, 1970 г.)						
							крупнозернистые биотитовые граниты					мелкозернистые граниты	
	кварцевые диориты (4-к)	порфировидные грано-диориты (4-э)	(42/1-1)	(42/1-3)	(48/4-1)	(48 4-2)	(1067)	(293)	(281)	(1074в)	(263)	(1074)	(2006)
SiO_2	36.30	36.82	35.0	35.65	35.84	36.00	33.80	34.16	35.66	34.64	35.16	35.04	35.25
TiO_2	3.0	2.86	2.95	3.10	2.40	2.70	3.28	3.68	4.05	3.72	4.05	3.06	3.60
Al_2O_3	20.10	19.89	19.40	19.15	19.42	20.0	21.62	18.73	20.76	20.34	18.84	22.6	23.20
Fe_2O_3	2.41	2.80	3.43	3.10	4.05	5.60	1.64	1.44	1.01	4.82	1.23	1.60	1.14
FeO	17.65	18.74	18.00	18.5	13.47	12.7	17.28	22.08	21.67	17.28	21.60	17.12	15.42
MnO	0.1	0.25	0.12	0.14	0.17	0.20	0.50	0.39	0.29	0.34	0.51	0.34	сл.
MgO	8.64	8.89	8.80	10.0	4.70	4.96	7.02	7.69	5.08	7.16	6.50	7.53	8.49
CaO	2.0	0.80	0.27	0.40	0.21	0.56	3.40	2.10	1.90	2.40	2.20	2.10	4.00
Na_2O	0.40	0.34	0.31	0.31	0.48	0.54	0.30	0.50	0.30	0.47	0.43	0.47	0.30
K_2O	7.79	7.58	5.57	7.45	7.84	6.76	4.76	5.13	6.50	5.06	7.83	6.33	2.65
H_2O^+	1.70	1.90	3.80	4.10	6.73	5.0	6.10	3.84	2.70	3.60	1.60	3.63	6.03
F	—	—	0.05	0.30	0.14	0.1	0.30	0.2	0.40	0.40	0.40	0.20	0.20
P_2O_5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	4.35	5.0	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.09	99.87	99.7	100.9	99.8	100.6	99.57	99.66	99.75	99.66	99.78	99.74	100.00
Общая железистость, мол.%	56.4	56.7	57.4	54.4	67.0	66.8	60.0	63.1	71.5	63.0	66.2	58.0	62.5
Ng	1.6562	1.6535	—	—	—	—	1.663	1.660	1.668	1.662	1.663	1.657	1.651
Магнезиальность, мол.%	43.6	43.2	42.6	45.6	33.0	33.2	40.0	36.9	28.55	37.0	33.8	42.0	47.5
Титанистость, мол.%	7.22	6.36	6.58	6.7	7.7	8.34	8.44	8.1	10.01	8.72	9.4	8.0	9.3
Щелочность, мол.%	0.45	0.46	0.45	0.45	0.48	0.40	0.26	0.34	0.36	0.31	0.52	0.35	0.15

Таблица 1 (*продолжение*)

Окислы	Южный Тянь-Шань									
	Южный Гиссар									
	Шатрутский (C_2—C_3), крупнозернистые граниты (Т. А. Карасева, 1970 г.) (2034)	Гиссарский батолит и его сателлиты (C_2—C_3) (Р. Б. Баратов, 1966 г.)								
		гранодиориты (777)	кварцевые диориты (578)	гранодиориты (787)	кварцевые диориты		гранодиориты (11/61)	кварцевые диориты		тоналиты (41/66)
					(864)	(870)		(734)	(737)	
SiO_2	38.24	37.02	35.47	34.98	35.47	34.99	35.66	36.39	36.16	35.55
TiO_2	3.53	3.34	5.43	1.74	5.80	5.13	3.50	3.90	3.15	3.40
Al_2O_3	18.59	15.44	17.44	19.54	14.62	16.00	14.27	13.68	14.47	14.45
Fe_2O_3	1.82	1.62	3.19	0.64	3.19	3.59	5.95	3.68	3.84	6.36
FeO	14.04	17.24	19.40	21.01	18.32	21.55	16.88	18.99	17.38	18.32
MnO	0.28	0.26	0.08	0.30	0.21	0.15	0.22	0.28	0.26	0.33
MgO	9.86	11.05	6.75	9.23	7.41	5.64	10.24	9.50	9.91	8.08
CaO	2.90	0.90	0.91	0.90	1.12	1.13	0.45	2.43	2.16	0.67
Na_2O	0.47	0.18	0.20	0.15	0.19	0.22	0.31	0.20	0.20	0.34
K_2O	6.63	6.83	8.00	6.22	7.20	6.88	8.00	6.43	6.35	7.60
H_2O	3.40	4.94	3.00	0.12	0.4	0.06	0.64	0.18	0.42	0.12
F	0.30	0.60	0.60	0.42	0.10	0.50	0.38	0.52	0.60	0.40
P_2O_5	—	0.46	0.31	0.16	0.35	0.21	—	0.82	0.65	0.07
П. п. п.	—	—	—	4.06	4.56	3.70	3.52	4.34	3.78	3.93
Сумма	99.63	99.88	100.78	99.47	00.08	99.75	100.02	100.69	99.33	99.50
Общая железистость, мол.%	47.0	48.5	61.5	57.1	61.7	71.4	55.1	56.9	54.1	62.0
Ng	1.648	1.632 (?)	1.654	1.642 (?)	1.651	1.661	1.642	1.642	1.640	—
Магнезиальность, мол.%	53.0	51.5	38.5	42.9	38.3	28.6	45.1	43.1	45.9	37.1
Титанистость, мол.%	8.63	7.1	11.8	3.81	13.2	11.63	7.25	8.19	6.76	7.34
Щелочность, мол.%	0.43	0.5	0.51	0.43	0.55	0.48	0.64	0.54	0.50	0.61

Таблица 1 (*продолжение*)

Окислы	Южный Тянь-Шань									
	Южный Гиссар									
	Гиссарский батолит и его сателлиты (C_2—C_3) Р. Б. Баратов (1966 г.)									
	порфировидные граниты									аплитовидные граниты (500)
	(790)	(757)	(885)	(756)	(532)	(637)	(738)	(18/61)	(38/61)	
SiO_2	35.97	31.97	34.69	33.90	35.32	35.00	35.13	35.24	35.30	33.63
TiO_2	3.40	3.80	4.25	3.46	3.75	5.13	5.00	3.50	3.85	2.49
Al_2O_3	16.98	15.21	16.0	13.75	16.50	16.00	16.00	14.64	16.78	17.90
Fe_2O_3	2.79	2.12	2.59	2.51	2.00	1.60	2.00	2.60	2.18	5.32
FeO	21.55	23.47	22.81	22.40	21.55	21.01	21.55	21.19	19.40	23.47
MnO	0.46	0.52	0.47	0.50	0.32	0.21	0.42	0.44	0.33	1.20
MgO	5.34	7.16	4.23	8.15	5.64	7.85	4.99	9.02	7.73	3.54
CaO	0.98	2.94	1.47	2.64	0.63	1.05	1.75	0.95	1.14	0.51
Na_2O	0.18	0.19	0.26	0.23	0.14	0.15	0.25	0.32	0.31	0.19
K_2O	8.00	5.60	8.32	6.35	8.80	8.32	7.36	8.00	8.0	6.22
H_2O^+	0.12	0.10	0.10	0.20	0.12	0.22	0.08	0.20	0.22	0.20
F	0.50	0.67	0.51	0.67	0.66	0.52	0.52	0.45	0.49	0.40
P_2O_5	0.67	1.04	0.93	0.94	0.18	0.18	0.86	0.04	0.13	0.32
П. п. п.	3.30	5.62	3.48	3.82	3.44	2.64	3.98	3.54	3.68	5.40
Сумма	100.04	100.41	100.11	99.52	99.05	99.89	99.89	99.63	99.54	100.81
Общая железистость, мол.%	71.7	66.1	77.0	63.0	70.0	61.0	72.0	59.5	61.0	81.7
Ng	1.662	1.652 (?)	1.668	1.652	1.660	1.662	1.663	1.649	1.661	1.678
Магнезиальность, мол.%	28.3	32.9	23.0	37.0	30.0	38.1	27.1	40.5	39.0	18.3
Титанистость, мол.%	7.48	8.17	10.3	7.28	8.97	11.15	12.4	7.34	8.87	5.88
Щелочность, мол.%	0.60	0.41	0.57	0.5	0.54	0.58	0.51	0.63	0.55	0.33

Примечание. Цифры в скобках — номера проб. Измерения светопреломления слюд, за исключением данных по Гиссарскому батолиту, Средне-Уруклинскому и Чаркассарскому массивам, произведены В. И. Айзенштатом и П. Т. Азимовым по материалам авторов. Пробы биотита 8095, 8637 (Кынгырский интрузив) и 5077/1 (Актауский интрузив) заметно хлоритизированы.

ского и Гиссарского хребтов относятся к истонит-сидерофиллитовой серии с преобладанием сидерофиллита. К аннит-флогопитовой серии (с преобладанием аннита) относятся слюды из гранитоидов Нуратинских гор и Кызылкумов. Слюды из Чаркассарского и Бабайтагского массивов, интрузий Зиаэтдин-Зирабулакских гор, а также часть биотитов Актау занимают промежуточное положение между этими двумя сериями. По классификации В. Е. Трёгера (1958), слюды из Тамдынского массива соответствуют аннитy, часть анализов слюд из Бабайтагского, Кошкудукского, Чайдорозского и Тозбулакского интрузивов — протолитиониту, биотиты из остальных интрузий могут быть отнесены к лепидомеланам.

Статическая обработка исходных данных позволила выявить основные параметры распределения окислов в слюдах из гранитоидов пермокарбонового комплекса диоритов—гранодиоритов—гранитов—аляскитов (табл. 2). От типовых биотитов описываемые слюды отличаются пониженным содержанием щелочей, Fe_2O_3, Al_2O_3 и большим количеством CaO, FeO, TiO_2.

Используя известные методы определения температуры кристаллизации биотитов (Oftedahl, 1943; Эгстер, 1961), можно выделить три группы слюд: а) с наибольшей температурой кристаллизации (750—650°, редко до 800—850°) — биотиты Актауского, Устукского, Акчопского, Кынгырского и некоторых интрузий Чаткальского хребта и Зирабулак-Зиаэтдинских гор; б) с умеренной температурой кристаллизации (650—600°) — слюды из массивов Гиссарского хребта и восточной, слабо эродированной части Каратюбинского плутона; в) наиболее низкотемпературные (600—500 и менее) — слюды из Тамдынского, Таушанского и Чаркассарского интрузивов.

Относительно низкую температуру образования истонит-сидерофиллитов Гиссара можно объяснить существенной приместью летучих (F, Li). Значительное содержание мусковитовой молекулы в этих слюдах не оказывает существенного влияния на температуру их кристаллизации ($r_{t-Al_{Bi}^{IV}} = -0.19$, $r_{t-Al_{Bi}^{VI}} = -0.24$ при $r_{5\%} = \pm 0.33$), что согласуется с данными С. П. Кориковского (1965). Наиболее сильная обратная зависимость ($r_{t-f'} = -0.583$, $r_{5\%} = \pm 0.33$) обнаруживается между температурой кристаллизации и общей железистостью слюд ($f' = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$, мол. %). Уравнение регрессии этого вида $t = 1027.64 - 6.41 \cdot f'$ (95%-я зона значимости $\pm 50°$). Более слабую прямую связь с температурой обнаруживают содержания в слюдах Mn ($r = +0.44$) и Mg ($r = +0.38$). Следует отметить, что значимой прямой зависимости температуры кристаллизации биотитов от содержания в них титана (Бушляков, 1969) не отмечается ($r = -0.18$). Уменьшение содержания TiO_2 в биотитах последовательных фаз интрузий (Тозбулакский, Тамдынский, Карабашский, Чаркассарский, Каратюбинский, Туполангский и другие интрузивы) составляет 0.1—0.78% (в среднем 0.32%). В целом поведение титана в биотите повторяет поведение закисного железа (Хитрунов, 1969; Хамрабаев, 1969).

По мере роста глубины становления гранитоидов Узбекистана отмечается некоторое увеличение в биотитах содержаний Al, Mg, Ti. Приведем корреляционные данные между глубиной становления интрузий и химическим составом слюд ($r_5 = \pm 0.33$):

	Al^{IV}	Al^{VI}	Mg	Ti	Mn	Общая железистость f'
Выборочный коэффициент корреляции	+0.115	+0.50	+0.31	+0.12	−0.27	−0.22

Основные параметры распределения окислов в слюдах из гранитоидов пермо-карбонового комплекса диоритов—гранодиоритов—гранитов—аляскитов

Таблица 2

Окислы	$\bar{X}$	$\bar{X}_{5\%}$	S	A	Закон распределения	Состав слюд, %		
						по Дж. А. Диру (1937 г.)	по С. П. Соловьеву (1938 г.)	по П. Н. Чирвинскому (1953 г.)
SiO_2	36.09	34.63—37.45	3.4	+0.27	Нормальный	33.42—41.24	32.83—44.94	35.06—36.41
TiO_2	3.12	3.05— 3.19	0.16	—0.56	Логнормальный	0.02— 5.28	0.32—12.56	1.15— 3.30
Al_2O_3	16.53	16.13—17.93	3.48	—0.25	Нормальный	11.82—22.8	9.43—31.69	11.47—16.93
Fe_2O_3	5.3	4.38— 6.22	0.2	+0.01	Логнормальный	0.79—12.94	0.13—20.15	7.58—10.60
FeO	18.0	16.00—20.00	5.16	—0.14	Нормальный	5.05—30.16	2.74—27.60	11.02—16.76
MgO	7.16	5.90— 8.42	3.14	+0.45	»	0.08—13.45	0.28—28.34	7.55—11.93
MnO	0.40	0.33— 0.47	0.17	—0.13	»	0.02— 1.01	—	0.48— 1.89
CaO	2.50	1.79— 3.21	1.79	—0.45	»	0.1— 8.23	сл.—3.20	0.21— 1.89
Na_2O	0.40	0.28— 0.52	0.30	—0.71	»	0.14— 1.54	0.14— 2.60	0.94— 1.10
K_2O	7.56	4.91—10.21	2.14	—0.40	»	6.55— 9.17	6.18—11.43	6.29— 8.58
H_2O	2.80	1.82— 3.78	2.51	+0.87	»	0— 0.64	0.89— 4.64	3.00

Примечание. $\bar{X}$ — среднее арифметическое; $\bar{X}_{5\%}$ — доверительные границы колебаний среднего с 95%-м уровнем значимости; S — среднее квадратичное отклонение; A — асимметрия.

Общее поведение в слюдах магния, марганца и титана с ростом глубинности описываемых гранитоидов согласуется с данными В. В. Щербины (1967), А. Н. Хитрунова (1969) и др., однако зависимости эти слабые. По-видимому, давление влияет значительно слабее на изоморфизм элементов группы железа в слюдах, чем температура (Соболев, 1949; Щербина, 1967).

Наиболее сильной представляется связь с глубинностью содержания Al^{VI} в биотитах. Следует, однако, отметить, что помимо связи с давлением повышенное содержание Al^{VI} в биотитах отмечается и при низкой активности щелочей в гранитоидах (Коржинский, 1960; Маракушев, 1965; Маракушев, Тарарин, 1965). Меньшей щелочностью гранитоидов Западного Узбекистана по сравнению с гранитоидами Чаткало-Курамы (Хамрабаев, 1969) можно объяснить в первых высокие концентрации Al^{VI} в слюдах.

Наиболее существенной чертой химизма слюд, отражающей генетическую сторону их формирования, является общая железистость.

По данным многочисленных исследователей, железистость слюд тесно связана со следующими факторами.

1. С химизмом материнских пород. В ходе дифференциации магматического расплава железистость слюд увеличивается параллельно с ростом содержания щелочей, окислов железа, двуокиси кремния, повышением химического потенциала воды (Коржинский,1960; Соболев, 1950; Конюк, 1961; Дмитриев и др., 1962; Потапьев, 1964; Кориковский; 1965; Хамрабаев, 1969) и уменьшается в более основных породах одновременно с ростом концентрации MgO (Коржинский, 1960; Конюк, 1961; Литвинов, 1966).

2. С общими условиями образования слюдосодержащих пород. Установлено (Соболев, 1947; Половинкина, Шендерова, 1954; Маракушев, 1965), что железистость биотитов в подвижных зонах уменьшается, а в платформенных комплексах и на щитах возрастает. Железистость слюд находится в обратной зависимости от температуры их кристаллизации. Имеющиеся данные о зависимости железистости слюд от фациальности противоречивы (Маракушев, Тарарин, 1964; Хамрабаев, 1969), наши материалы в общем подтверждают существование такой связи по Узбекистану в целом. Низкая железистость слюд характерна также для гранитоидов базальтоидного ряда, что подтверждается на примере змеиногорского комплекса в Алтае (Кузебный и др., 1967) и гранитоидов вулканической ассоциаций Урала (Штейнберг и др., 1968).

3. С минеральным парагенезисом. Эта связь наиболее существенно отражается на железистости слюд (Маракушев, Тарарин, 1965; Хамрабаев, 1969).

Для выявления сил и характера связи между химическим составом слюд и содержащих их гранитоидов Узбекистана рассчитывались парные выборочные коэффициенты корреляции. Как видно из табл. 3, изменения состава среды сказываются главным образом на содержании в биотитах Al, Fe и Mg. При этом железистость биотитов из описываемых интрузий возрастает с ростом в материнских породах концентрации кремния и щелочей и уменьшается параллельно с увеличением количества Mg и Ca.

В соответствии с вышеизложенным в направлении от более основных пород к кислым наблюдается рост общей железистости слюд. В породах различного состава железистость биотитов в массивах варьирует: 57.5—85.5% — Чаркассарский; 72—88% — Тамдынский; 46.3—72.4% — Актауский; 41.6—78.3% — Тозбулакский; 58—71.5% — Туполангский; 48.8—81.7% — Гиссарский батолит и т. д.

Таким образом, колебания общей железистости биотитов в перечисленных интрузивах составляют 16—36%, а между последовательными фазами

Таблица 3

Численные значения парных выборочных коэффициентов корреляции между петрогенными окислами биотитов и вмещающих пород

Биотит	Порода								
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
SiO_2	—0.25	—0.11	+0.02	—0.28	—0.15	—0.43	—0.2	+0.14	+0.2
TiO_2	—0.02	—0.39	+0.2	—0.12	+0.11	—0.26	—0.18	—0.01	+0.23
Al_2O_3	—0.32	**+0.51**	—0.1	+0.32	—0.01	**+0.66**	+0.44	—0.09	—0.32
Fe_2O_3	**+0.6**	—0.17	—0.44	—0.26	**—0.66**	—0.24	—0.31	**+0.64**	**+0.65**
FeO	+0.22	—0.32	—0.11	—0.12	—0.16	**—0.46**	—0.39	+0.05	+0.21
MgO	**—0.53**	**+0.46**	+0.07	+0.43	+0.30	**+0.71**	**+0.62**	—0.17	—0.25
CaO	+0.21	—0.03	—0.2	+0.19	—0.43	+0.19	—0.1	—0.45	+0.4
Na_2O	+0.29	—0.29	+0.32	—0.09	+0.12	—0.36	—0.15	+0.28	—0.12
K_2O	+0.21	—0.02	+0.2	—0.27	—0.19	—0.23	—0.09	+0.26	—0.1

Примечание. $r_{5\%} = 0.46$. Значимые величины коэффициентов корреляции даны полужирным. Необходимо отметить условный характер корреляции, так как на химизм биотитов существенно влияет также минеральный парагенезис пород (Маракушев, 1969).

общая железистость биотитов меняется на 7—16%, увеличиваясь в породах поздних фаз. Исключение (еще не объясненное) составляет Туполангский массив (Южный Гиссар), где, по данным Т. А. Карасевой (1970 г.), наблюдается уменьшение общей железистости биотитов от 61.7—71.5% в первой фазе до 58.0 — 62.5% во второй.

Вывод об обратных соотношениях между валовым содержанием железа (кларками) в породе и железистостью темноцветных минералов был сделан в работах В. В. Ляховича (1965) и И. Х. Хамрабаева (1969). Несколько конкретизируя это положение на примере описываемых гранитоидных интрузий, можно говорить об обратном влиянии на железистость биотитов лишь содержания закиси железа в материнских породах.

Рассмотрение зависимости общей железистости слюд от их состава позволяет выявить прямую связь общей железистости с концентрацией в биотитах щелочей (наиболее сильная связь устанавливается для парагенезиса биотит+амфибол+полевой шпат), что является следствием прямой корреляции между содержаниями FeO и K_2O (Таусон, 1964; Хамрабаев, 1969).

Приведем зависимость общей железистости слюд от их состава ($r_{5\%} = 0.334$):

	SiO_2	Al_2O_3	MnO	CaO	$Na_2O + K_2O$
Выборочный коэффициент корреляции	—0.02	—0.23	+0.22	—0.10	+0.37

Эти окислы слюд существенно не влияют на их общую железистость.

Ниже приводится характер зависимости между общей железистостью, титанистостью и щелочностью слюд из гранитоидов Узбекистана ($r_{5\%} = 0.334$), более детально рассмотренный в работе И. Х. Хамрабаева (1969).

	Титанистость	Щелочность
Общая железистость . . .	+0.55	+0.37
Магнезиальность	—0.69	—0.06
Титанистость	—	+0.20

Парагенезис биотитов в гранитоидах Узбекистана существенно влияет на железистость слюд. Для абиссальных гранитоидов (Средне-Уруклин-

ский, Бахчинский интрузивы в Гиссаре, Бештор-Тундукский массив в Чаткальских горах) характерен парагенезис безводных минералов (кордиерит, андалузит, силлиманит, магнезиальный гранат) с магнезиальным биотитом. В мезоабиссальных гранитоидах биотит присутствует иногда совместно с амфиболом, железистым и марганцовистым гранатом, в поздних фазах нередок мусковит. Для преобладающего в мезоабиссальных гранитоидах парагенезиса биотит+калиевый полевой шпат+мусковит решающее воздействие на общую железистость оказывает температура. Для ассоциации биотит+амфибол+полевой шпат (плагиоклаз), наблюдаемой в Тамдынском массиве, высокая железистость низкотемпературных слюд обусловлена в первую очередь присутствием роговой обманки и крайне низким содержанием магнетита. В мезоабиссальных гранитоидах юго-западных отрогов Чаткальского хребта общая железистость биотита (в парагенезисе с амфиболом) резко занижена вследствие присутствия значительного количества магнетита в породах (1.4—4.4%), фиксирующего основную массу железа (Штейнберг и др., 1968; Хамрабаев, 1969). Увеличение химического потенциала кислорода на малых глубинах приводит к переводу закисного железа в окисное, при этом возрастает активность Ca и Mg с расширением поля устойчивости амфибола и моноклинного пироксена. Безводные темноцветные минералы в ассоциации с биотитом для интрузий малых глубин, как правило, не характерны.

В отличие от общей железистости коэффициент окисленности железа $\left(F_{Bi}=\frac{Fe_2O_3}{FeO}\cdot 100,\ \text{мол. }\%\right)$ в биотитах из гранитоидов Узбекистана не обнаруживает связи ни с температурой кристаллизации слюд ($r=+0.16$, $r_{5\%}=\pm 0.33$), ни с глубиной становления гранитоидов $r=+0.17$, $r_{5\%}=\pm 0.33$).

Отмечается отчетливая обратная связь (с коэффициентом корреляции $r=-0.67$ при $r_{5\%}=\pm 0.33$) между F_{Bi} и щелочностью $\left(\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}\times\right.$ $\left.\times 100,\ \text{мол. }\%\right)$ биотитов и прямая — с щелочностью слюдосодержащих пород ($r=+0.65$, $r_{5\%}=\pm 0.46$), что подтверждает представления Л. В. Дмитриева и др. (1962).

Параллельно с изучением химизма слюд нами сделана попытка установить зависимость вещественного состава биотитов от их светопреломления. В. С. Соболев (1950) показал, что сложные изоморфные ряды железо-магнезиальных силикатов из высокотемпературных, пересыщенных SiO_2 парагенезисов, обнаруживают прямую линейную зависимость светопреломления от содержания железистого компонента.

Установлено, что повышенные содержания в слюдах Si, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti вызывают рост показателей преломления биотита (Соболев, 1950; Островский, Петров, 1940; Белянкина, 1965; Кориковский, 1965). Так, замена MgO на FeO вызывает повышение светопреломления биотита на 0.0025 на 1% FeO (Соболев, 1950), а рост содержания TiO_2 на 1% — на 0.006—0.01 (Соболев, 1949; Коваленко и др., 1968). Обратное воздействие на светопреломление биотита оказывают повышенные концентрации в слюдах Mg, Al и летучих (F, Li) (Соболев, 1950; Никитина, 1963; Потапьев, 1964).

На основании вышеизложенного можно считать, что для районов с неизученными зависимостями светопреломления биотитов от их состава требуется построение новых диаграмм для определения железистости слюд по их показателю преломления. Подобная попытка предпринята нами для биотитов из вышеперечисленных гранитоидных массивов Узбекистана. Приведем корреляционные данные между Ng и содержанием петрогенных

окислов в слюдах из некоторых гранитоидных интрузий Узбекистана ($r_{5\%}$=0.34):

	SiC_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+
Выборочный парный коэффициент корреляции	+0.28	+0.53	−0.81	+0.25	+0.62	−0.09	−0.78	−0.024	+0.32	+0.02	−0.33

Уравнения регрессии имеют вид:

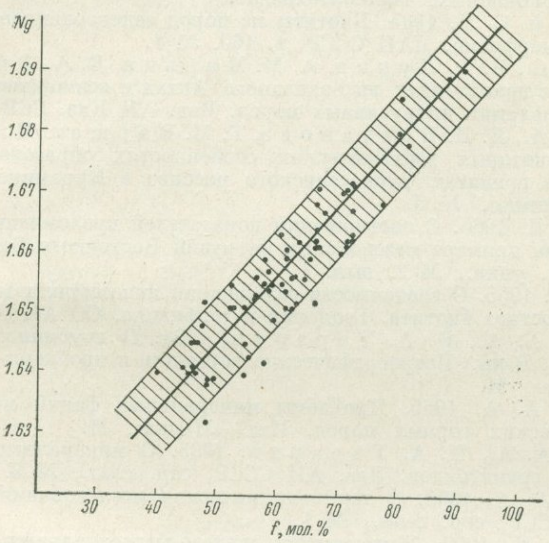
$TiO_2 = 28.86, Ng - 42.31$ (точность содержания TiO_2 при 95%-й зоне значимости $G_{95\%} = \pm 0.95\%$);

$MgO = 328.27 - 195.55\ Ng$ ($G_{95\%} = \pm 2.52\%$ MgO);

$FeO = 371.43\ Ng - 597.62$ ($G_{95\%} = \pm 4.21\%$ FeO);

$Al_2O_3 = 349.2 - 200\ Ng$ ($G_{95\%} = 3.50\%$ Al_2O_3).

Приведенные данные позволяют считать, что состав биотитов в рассмотренном случае связан с их показателем преломления Ng главным



Зависимость железистости f' и светопреломления Ng биотитов из гранитоидных интрузий Узбекистана (заштрихован 95-й доверительный интервал).

образом через концентрацию Al_2O_3, MgO, FeO и TiO_2, тогда как содержание Fe_2O_3, SiO_2, MnO, CaO, Na_2O, K_2O и H_2O^+ практически не оказывает влияния на светопреломление.

На диаграмме $Ng - f'$ биотитов (см. рисунок) видно, что график на ней совпадает с прямой, полученной В. С. Соболевым (1950) при определении общей железистости биотитов из гранитов по показателю преломления. Для определения железистости биотитов из вышеописанных гранитоидов Узбекистана по показателю преломления Ng с применением метода наименьших квадратов вычислены линейные уравнения регрессии: $f' = (862.58\ Ng - 1368.63) \pm 5\%$ (95%-я зона значимости), $Ng = (0.00116\ f' - 1.5867) \pm 0.005$ (95-я зона значимости).

ЛИТЕРАТУРА

Баратов Р. Б. 1966. Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Изд. ДОНИШ, Душанбе.

Белянкина Е. Д. 1965. О железистости железо-магнезиальных слюд. Авторефераты трудов ИГЕМ, М.

Бушляков И. Н. 1969. Содержание титана в амфиболах и биотитах из гранитоидов как показатель условия их формирования. ДАН СССР, т. 186, № 4.
Далимов Т. Н., В. И. Айзенштат, И. Х. Хамрабаев. 1968. К фациальности магматических комплексов гранитоидов Узбекистана. Изд. ФАН УзССР, Ташкент.
Дмитриев Л. В., Р. П. Котина, Р. П. Моисеева. 1962. Особенности изменения состава биотита и условия его стабильности в гранитоидах разного петрохимического типа на примере Каибского массива (Центральный Казахстан). Геохимия, № 3.
Карасева Т. А. 1970. Некоторые свойства биотитов из гранитоидов Туполангского массива (Южный Гиссар). Узб. геол. журн., № 1.
Коваленко Н. И., А. А. Кашаев, Е. Б. Знаменский, А. М. Журавлева. 1968. Относительно вхождения титана в слюды (экспериментальные исследования). Геохимия, № 11.
Конюк А. А. 1961. К основам генетической классификации слюд. Зап. Кирг. отд. ВМО, вып. II, Изд. АН Кирг. ССР, Фрунзе.
Коржинский Д. С. 1960. Кислотность—щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов. В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Госгеолтехиздат.
Кориковский С. П. 1965. Биотиты из пород зеленосланцевой и амфиболовой фаций метаморфизма. ДАН СССР, т. 160, № 1.
Кузебный В. С., В. А. Лукин, А. М. Марьин, В. А. Филиппов. 1967. О биотитах в гранитоидах юго-западного Алтая и возможности использования их для корреляции интрузивных пород. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 1.
Лисицына Г. А., В. И. Богданова, Г. М. Варшал, Н. А. Сиротина. 1965. О некоторых геохимических особенностях образования акцессорных минералов в гранитах Чаркассарского массива в Кураминском хребте Тянь-Шаня. Геохимия, № 5.
Литвинов В. Л. 1966. О соотношении показателей преломления и железистости биотитов (на примере мезозойских интрузий Восточного Забайкалья). Минер. сб. Львовск. унив., № 2, вып. 1.
Ляхович В. В. 1965. О зависимости содержаний акцессорных минералов в гранитоидах от состава биотита. Геология и геофизика, СО АН СССР, № 8.
Маракушев А. А., И. А. Тарарин. 1964. О глубинности формирования гранитоидов. В кн.: Петрографические формации и проблемы их петрогенезиса, изд. «Наука», М.
Маракушев А. А. 1965. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. Изд. «Наука», М.
Маракушев А. А., И. А. Тарарин. 1965. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
Маракушев А. А. 1969. О термодинамических исследованиях в минералогии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
Никитина П. П. 1963. Железистость железо-магнезиальных слюд метаморфических пород. Зап. ВМО, ч. 92, вып. 1.
Островский И. А., В. П. Петров. 1940. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. Тр. ИГН АН СССР, вып. 36, петрограф. серия (№ 11).
Петрография Узбекистана, кн. II. 1964. Изд. «Наука», Ташкент.
Половинкина Ю. И., А. Г. Шендерова. 1954. О железистости биотитов в гранитах Украины. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 8.
Потапьев В. В. 1964. О понижении показателей преломления биотитов в гранитах Колыванского массива (Алтай). ДАН СССР, т. 155, № 3.
Соболев В. С. (1947). Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. Зап. Львовск. гос. унив., т. VI, сер. геол., вып. 5.
Соболев В. С. 1949. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. гос. унив.
Соболев В. С. 1950. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минер. сб. Львовск. геол. общ., № 4.
Соловьев С. П. 1938. Слюды. В кн.: Петрография СССР, сер. III, вып. 1.
Таусон Л. В. 1964. Факторы изоморфного распределения редких элементов при кристаллизации магм. В кн.: Физико-химические условия магматизма и метаморфизма, изд. «Наука», М.
Трёгер В. Е. 1958. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, М.
Хамрабаев И. Х. 1969. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Изд. ФАН УзССР, Ташкент.
Хитрунов А. Н. 1969. Итрузивный магматизм и некоторые вопросы петрологии гранитоидов хребта Джунгарский Ала-Тау. Автореферат канд. дисс. Алма-Ата.
Чирвинский П. Н. 1953. Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород. Изд. Харьковского унив.

Штейнберг Д. С., Г. Б. Ферштатер, В. Т. Фоминых. 1968. Фации глубинности гранитоидов Урала. Зап. ВМО, ч. 97, вып. 4.
Щербина В. В. 1967. О влиянии давления на изоморфные замещения. В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования, изд. «Наука», Л.

Эгстер Г. П. 1961. Новые экспериментальные исследования стабильности и фазовых соотношений водных силикатов железа. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд., т. 1, Изд. АН СССР, М.
Oftedahe J. 1943. Scandium in biotite, as a geologic thermometer Norsk. Geol. Tidsskr, v. 23.

РЕФЕРАТЫ

УДК 92

Главнейшие даты жизни и деятельности академика А. П. Карпинского (к 125-летию со дня рождения) Татаринов П. М., Соловьев С. П. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 5—8.

В статье указываются наиболее важные даты научной, педагогической и научно-организационной деятельности академика Александра Петровича Карпинского. Особое внимание уделяется работе А. П. Карпинского в Минералогическом обществе, которым он руководил в течение 36 лет (1899—1936 гг.).

УДК 92; 552.11

Вклад А. П. Карпинского в познание горных пород. Соловьев С. П. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 9—18.

В работе кратко охарактеризованы многочисленные данные о разнообразных (как в смысле состава, так и генезиса) горных породах, приведенные в опубликованных работах А. П. Карпинского. Рассматриваются также затронутые им некоторые общие вопросы петрологии в свете данных ряда новых исследований. Подчеркивается, что А. П. Карпинский был одним из первых русских исследователей (и первым в Петербургском горном институте), применившим поляризационный микроскоп для изучения горных пород. Рис. — 2, табл. — 1, библ. — 27 назв.

УДК 92; 549.0

А. П. Карпинский о внутреннем строении кристаллов. Шафрановский И. И., Григорьев Д. П. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 19—22.

Статья посвящена рассмотрению особенностей распределения включений внутри кристаллов граната, который был найден на Урале. Отмечается важное значение открытий А. П. Карпинского. Рис. — 2, библ. — 17 назв.

УДК 552.11

Физико-химические исследования в минералогии и петрологии. Жариков В. А. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 23—30.

Приводится обзор главнейших этапов развития физико-химических идей в минералогии и петрологии. Обосновывается выделение самостоятельной науки — физической геохимии и предлагается ее общее определение. Дается характеристика основных методов физической геохимии: физико-химического анализа парагенезисов, физико-химических расчетов, теоретического физико-химического моделирования и экспериментального моделирования, и их взаимосвязи в познании физико-химической сущности природных процессов.

УДК 552.11

Новые данные по физико-химии силикатных расплавов. Щербина В. В. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 30—35.

Характерной особенностью силикатных расплавов является способность образовывать полимеры. Рассмотрена роль различных факторов, влияющих на процессы полимеризации и деполимеризации, и другие химические реакции между анионами в силикатных расплавах. Показано значение кислотности или щелочности отдельных компонентов и намечены три уровня основности важнейших катионов в силикатных расплавах. Библ. — 6 назв.

УДК 552.11

К вопросу об образовании лейцитовых пород. Соболев В. С. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л. 1972, 36—43.

Главные особенности магм, из которых кристаллизуются лейцитовые породы, могут быть объединены ассимиляцией магмой горных пород, существенно состоящих из магнезиального биотита. Существование скоплений магнезиального биотита, приуроченных к верхним частям мантии и границам последней с земной корой, подтверждается изучением ксенолитов в кимберлитах и других породах. Образование подобных скоплений слюды может быть связано с процессом дегазации мантии и выносом из нее K_2O. Рис. — 1, библ. — 35 назв.

УДК 549.0; 552.113

Диаграммы химических потенциалов щелочей на количественной основе. Маракушев А. А. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 43—58.

Рассматриваются различные варианты количественных диаграмм химических потенциалов щелочей и на их основе анализируются взаимоотношения парагензисов минералов, содержащих K_2O и Na_2O. Построены количественные парагенетические диаграммы для системы Al_2O_3—SiO_2 при вполне подвижных Na_2O и K_2O и для флогопитовых пород. Рис. — 6, табл. — 7, библ. — 15 назв.

УДК 549.0;552.113

К проблеме кислотности—основности и химической связи в минералах. Перчук Л. Л., Федькин В. В. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 59—79.

Проведена оценка сравнительной кислотности—основности для рядов различных кислородных соединений на основе величин свободной энергии (термодинамического потенциала) смешения для соединений постоянного состава. При этом в качестве стандартного соединения компонентов выбраны

окислы. Оценка сравнительной кислотности—основности на основе энергии смешения окислов может производиться для соединений одного класса в пределах подгрупп или рядов периодической системы элементов. В зависимости от силы кислотного остатка энергия смешения при образовании сол-й и сложных окислов по-разному изменяется с изменением степени ионности связей металл—кислород, причем для солей слабых кислот для определения значений ионности связи наблюдаются минимумы энергии смешения. Рис. — 14, табл. — 3, библ. — 28 назв.

УДК 549.0; 552.113

О некоторых применениях графов в физико-химической петрологии. Доливо-Добровольский В. В. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 79—96.

Метод графов целесообразно использовать при анализе фазовых равновесий в многокомпонентных системах, когда обычные диаграммы равновесий теряют свою наглядность. Рассмотрены основные свойства кристаллизационных графов, отображающих равновесия твердых фаз с расплавом при разных температурах, и парагенетических графов, отображающих инвариантные равновесия твардых фаз при постоянной температуре. Изложена методика построения и приведены примеры парагенетических графов многокомпонентных силикатных систем. Рассмотрены ориентированные парагенетические графы, отражающие изменение химического потенциала какого-либо компонента. Рис. — 19, табл. — 5, библ. — 25 назв.

УДК 552.11; 552.33

К проблеме генезиса щелочных гранитов Кольского полуострова. Батиева И. Д., Бельков И. В. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., 1972, 97—104.

Рассмотрены условия формирования щелочных гранитов. Установлен их магматический генезис и приуроченность к зонам глубинных разломов. Образование магмы щелочных гранитов возможно в результате дифференциации оливин-базальтовой магмы в условиях постоянного или увеличивающегося парциального давления кислорода. Некоторую моделирующую роль при этом могли играть процессы ассмиляции и гибридизма. Рис. — 4, библ. — 35 назв.

УДК 553.22

Геологическая позиция, генезис и минеральный состав Бухтянского массива пропилитов (Нижнее Приамурье). Бондаренко Е. И., Климовская Т. В., Сухов В. И. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 105—115.

В свете накопленных материалов ведется рассмотрение большой (около 100 км²) зоны пропилитов, которая была обнаружена в шестидесятых годах близ устья р. Амура. Выделяются четыре фазы пропилитов (в порядке от центра зоны к периферии): 1) кварц-адуляровая, 2) кварц-серицитовая, 3) серицит-монтмориллонитовая, 4) карбонатно-хлоритовая, каждая из которых достаточно подробно охарактеризована. Разбираются химические преобразования эффузивных горных пород, подвергшихся гидротермальному воздействию. В результате этих изменений возникли вышеуказанные зоны пропилитов. Отмечается практическое значение нижнеамурских пропилитов и пропилитовидных образований. Рис. — 2, табл. — 2.

УДК 552.11; 552.33

Первичная расслоенность и первичнорасслоенные массивы. Буссен И. В., Сахаров А. С. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 115—126.

Первичная расслоенность — особенность строения интрузивных массивов разного состава, разной формы и размеров, распространенных на всех континентах и в породах всех периодов, кроме четвертичного. Термин «первичная расслоенность» генетический и может применяться только к эруптивным телам, для которых установлено образование слоев не более позднее, чем образования самих массивов. К наиболее детально исследованным первичнорасслоенным массивам относятся габбро Скергаард, Бушвельдский комплекс и Ловозерский щелочной массив. На их примерах показано, что многие свойства — параллельное залегание слоев в одновозрастном комплекс-плутоне, связь их путем взаимопереходов, независимость положения слоев от положения контактов (за исключением узкой зоны, непосредственно прилегающей к контакту), независимость состава и строения расслоенного массива от состава и строения вмещающих толщ, наличие скрытой расслоенности и определенная тенденция в разделении компонентов — являются характерными для первичнорасслоенных массивов. Постоянство нормального разреза расслоенных комплекс-плутонов при изменяющихся геологических условиях в разных частях одного и того же массива свидетельствует о том, что слои образовались не там, где сейчас лежит расслоенный комплекс, а в магматическом очаге, в предкристаллизационный период. Неоднородность силикатных расплавов известна не только в геологии, но и в технологии и является их имманентным свойством. Рис. — 3, библ. — 39 назв.

УДК 551.21

О рациональной классификации вулканических пород. Власов Г. М., Мартынюк М. В., Попкова М. И. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 126—137.

Предлагается новая классификация вулканических горных пород, включающая эффузивные породы, гиалокластиты, пирокластические породы, вулканические брекчии, спекшиеся и вспененные вулканические породы, вулканокластиты формации «зеленых туфов», вулканогенно-осадочные и вулканомиктовые породы, а также вулканогенно-кремнистые породы. Для каждой из этих групп дается самостоятельная классификационная таблица. Рис. — 4, табл. — 7, библ. — 17 назв.

УДК 552.323.1

Гранат в игнимбритах Забайкалья. Высокоостровская Е. Б., Шатков Г. А. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 137—147.

Приводится характеристика граната, встреченного в виде крупных (0.3—2.5 см) хорошо ограненных кристаллов в липаритах средней части разреза мощной (1000—1500 м) осадочно-вулкано-

генной толщи позднего мезозоя, выполняющей Урово-Мотогорскую впадину (Восточное Забайкалье). Гранат изотропен, имеет преимущественно идеальную форму тетрагонтриоктаэдра {211} с резко подчиненным распространением граней ромбододекаэдра {110}. Характерной особенностью является присутствие включений зерен кварца, санидина и рудного минерала, достигающее 10—35% объема, что свидетельствует о скелетной форме роста граната. Химический состав граната позволяет отнести его к альмандин-спессартину с содержанием спессартиновой составляющей 58—63%. Спецификой химизма является отсутствие элементов-примесей. Отмечены лишь следы Sc, Zr, Na, K. Гранат характеризуется аномально высоким содержанием урана ($60—80 \cdot 10^{-4}$%) и низкими концентрациями тория ($11 \cdot 10)^{-4}$%. Приуроченность граната только к сагриллизированным липаритам, скелетные формы роста, парагенезис с гидроокислами марганца и железа указывают на его метасоматическое происхождение при сравнительно низких температурах. Реконструкция разреза позволяет предположить, что литостатическое давление на уровне минералообразования не превышало 350—500 бар. Рис. — 8, табл. — 3, библ. — 39 назв.

УДК 553.065

Особенности разновозрастных месторождений медистых песчаников. Домарев В. С. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 147—158.

В статье освещаются разновозрастные месторождения медистых песчаников, образовавшиеся как в условиях платформенного, так и в геосинклинального режима. Указывается, что медистые песчаники пестроцветных формаций, несмотря на значительную разницу в их возрасте (ранний протерозой—неоген), имеют ряд сходных черт как в отношении условий их образования, так и характерных особенностей месторождений. Отмечается возрастание степени метаморфизма меденосных толщ с увеличением их возраста. Библ. — 17 назв.

УДК 550.4; 552.22,23

Количественно-минералогическая классификация ультраосновных пород. Золоев К. К. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 158—166.

Предлагается новая количественно-минералогическая классификация ультраосновных горных пород складчатых областей. Границы между выделяемыми петрографическими видами проводятся на основе изменения химизма пород, изменения соотношения главнейших компонентов: SiO_2, MgO, CaO и FeO′ в рядах дунит—пироксенит и ортопироксенит—клинопироксенит. Рис. — 5, табл. — 1, библ. — 11 назв.

УДК 549.623.54

Биотиты из позднемезозойских гранитоидов Яно-Колымской области. Ичетовкин Н. В. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 167—180.

Рассматривается состав биотитов в зависимости от минеральных парагенезисов гранитоидов и содержания в них кремнекислоты. Делается вывод, что в гранитоидах зависимость состава биотитов определяется, с одной стороны, минеральными ассоциациями, в которые входят биотит, с другой—основностью пород. Биотиты могут быть использованы в качестве дополнительного критерия для расчленения гранитоидов, однако при этом должны учитываться основность пород и состав сосуществующих с биотитом темноцветных минералов. Рис. — 7, табл. — 3, библ. — 23 назв.

УДК 552.321; 549.561

О классификации и диагностических признаках генетических типов вкрапленников в гранитоидах. Марин Ю. Б. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии, Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 180—190.

Предложена классификация типов вкрапленников в неизмененных и измененных гранитоидах. При систематизации вкрапленников принимались во внимание: способ возникновения вкрапленников; процесс, ведущий к их образованию; условия течения процесса, специфика его проявления и особенности обстановки. Выделены четыре крупные группы вкрапленников: кристаллизующихся непосредственно из расплава, вторичного происхождения, ксенокристаллов и порфирокристаллов. В свою очередь среди них выделяется ряд типов и подтипов. Кратко освещены генетические условия возникновения каждого из выделенных типов. Рассмотрены диагностические признаки (общегеологические, минералого-петрографические и геохимические), позволяющие определять принадлежность вкрапленников к группе, типу и подтипу. Намечены задачи дальнейших исследований по рассмотренной проблеме. Табл. — 2, библ. — 47 назв.

УДК 550.89 (470.21)

Взаимоотношения галогенидов с некоторыми силикатными и фосфатными расплавами. Мелентьев Б. Н. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 190—201.

Приводятся результаты экспериментальных исследований по системам фторидов и хлоридов лития, натрия, калия с искусственно синтезированными альбитовым стеклом, диопсидом, нефелинами (натриевым, калиевым, цезиевым) и апатитами (кальциевым и стронциевым). Показана возможность использования полученных результатов для объяснения накопления хлора в лейкократовой части габброидных пород и ликвационного генезиса Хибинских апатито-нефелиновых месторождений. Рис. — 11, библ. — 31 назв.

УДК 552.43

Термодинамика метаморфизма ультраосновных пород Украинского щита. Мельник Ю. П., Оноприенко В. Л., Ярощук М. А. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 201—212.

Рассмотрены особенности метаморфизма ультраосновных пород различных районов Украинского щита с применением термодинамических методов. Для метаморфизованных ультраосновных пород Кривого Рога, Верховцевского, Конкского, Орехово-Павлоградского, Правобережного, Белозерского районов, залегающих среди комплексов метаморфизованных осадочных пород, установлен

один этап преобразования, заключавшийся в их серпентинизации, хлоритизации и отальковании, сопровождавшийся карбонатизацией. Определен верхний температурный предел этого процесса 430° и установлены пределы состава флюидов при образовании определенных разновидностей пород. Для метаморфизованных ультраосновных пород Приазовья, Побужья и района Володарских магнитных аномалий, залегающих в древних архейских комплексах пород, метаморфизованных и гранитизированных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, установлены два разновременных этапа преобразования: амфиболизации (верхний температурный предел 750—770° и нижний температурный предел 675°) и серпентинизации, хлоритизации и отальковання (верхний температурный предел 430—440°). Рис. — 3, табл. — 1, библ. — 13 назв.

УДК 552.163

О влиянии давления и температуры на состав граната и биотита метаморфических пород. Н а г а й ц е в **Ю. В.** В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 212—226.

Изобарное возрастание температуры метаморфизма, видимо, вызывает некоторое снижение железистости граната и биотита. Это осуществляется в породах близкого состава за счет возрастания содержания граната и уменьшения количества биотита до его полного разложения в гранулитовой фации. Следствием этого, а также возрастания изоморфной емкости биотита в отношении титана является увеличение в нем при постоянной титановистости породы содержания титана. Содержание суммарного, октаэдрического (и, возможно, тетраэдрического) алюминия в биотите с ростом температуры снижается. Изотермическое возрастание давления вызывает снижение железистости граната и биотита. Заметного уменьшения глиноземистости биотита (за исключением снижения суммарного алюминия в амфиболитовой серии), видимо, не происходит. Изотермальная серия пород в амфиболитовой фации в порядке возрастания давления выделялась по устойчивости следующих ассоциаций, силлиманит—мусковит, силлиманит—ставролит—мусковит и кианит—мусковит; в гранулитовой фации — по устойчивости калиевого полевого шпата, биотита и гиперстена. Для оценки давления привлекались только данные, имеющие в настоящее время однозначную трактовку (устойчивость андалузита, силлиманита и кианита; устойчивость кордиеритовых и бескордиеритовых гранулитов). Предлагается коэффициент распределения магния и железа между минералами в метаморфических процессах выражать на основании закона действующих масс для реакций, действительно имеющих место при метаморфическом минералообразовании, а не для гипотетических реакций (типа реакций двойного обмена). Библ. — 43 назв.

УДК 552.312

Дарьялская, Келасурская и Кодорская интрузии Большого Кавказа (состав, возраст, вопросы металлогении). П а ф ф е н г о л ь ц **К. Н.** В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 207—236.

На основании накопленных данных дается характеристика Дарьялской, Келасурской и Кодорской интрузий с приведением количественно-минералогических и химических составов слагающих их пород. В отличие от распространенных представлений указанные интрузии рассматриваются как третичные. В связи с этим предлагается пересмотреть и возраст металлогении соответствующих зон. Библ. — 31 назв.

УДК 552.11

Симметрия в геологии. П л о т н и к о в **Л. М.**, Ш а ф р а н о в с к и й **И. И.** В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 236—244.

Рассмотрены законы симметрии для ряда геологических структур (серии линзовидных жил, складчатые структуры, структуры будинаж и др.). Отмечено совпадение плоских узоров симметричных систем трещин с пятью плоскостными сетками Браве. Показано, что при описании симметрии геологических структур, помимо элементов конечной классической симметрии, следует использовать элементы бесконечной симметрии (трансляции, плоскости скользящего отражения, винтовые оси), а также элементы симметрии подобия А. В. Шубникова и понятия криволинейной симметрии Д. В. Наливкина. Рис. — 7, библ. — 18 назв.

УДК 549.621.9

Гранаты и везувианы Тырныаузского месторождения (Северный Кавказ). Р о д а я н к о **Н. Г.** В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 244—265.

В статье дается всесторонняя характеристика (оптическая, химическая, рентгенометрическая и др.) гранатов и везувианов из скарнов Тырныауза. Подробно исследовано поведение элементов-примесей как в гранатах, так и везувианах. Изучено также агрегатное состояние включений. На основании данных температур декрепитации указывается диапазон температур формирования минералов. Рис. — 6., табл. — 7, библ. — 41 назв.

УДК 549.3

Минералогия, рудные формации и особенности размещения ртутных месторождений южной части Дальнего Востока. С а з а н о в **Ю. Б.** Сб.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 266—277.

Исследование ассоциаций минералов ртутоносных зон (и сопровождающих их околорудных изменений) позволило выделить для южной части Дальнего Востока ряд рудных формаций: мышьяко-сурьмяно-ртутную, ртутную, сурьмяную, золото-сурьмяно-ртутную, олово-ртутную, сурьмяно-ртутно-флюоритовую. Для каждой из формаций указывается парагенезис минералов, характер вмещающих горных пород, рудоконтролирующие структуры и характер околорудных изменений. Отмечается, что развитие различных типов ртутоносных рудных формаций определяется прежде всего характером магматизма и составом рудовмещающих горных пород. Рис. — 1, библ. — 13 назв.

УДК 523.34

К петрохимии горных пород Луны. С о л о в ь е в С. П. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 277—288.

Обсуждаются результаты предварительного изучения лунных пород, полученные как советскими («Луна-16»), так и американскими исследователями («Аполлон-11», «Аполлон-12»). На основании рассмотрения поведения главных химических элементов (и частично элементов-примесей) делаются выводы о химических особенностях горных пород Луны и указываются специфические черты, которые отличают их от соответствующих (или близких по составу) магматических горных пород Земли. Рис. — 4, табл. — 7, библ. — 23 назв.

УДК 549.623.54

Вещественный состав и оптические свойства слюд из некоторых гранитоидных формаций Узбекистана. Х а м р а б а е в И. Х., А й з е н ш т а т В. И., А з и м о в П. Т., У р у н б а е в К. У., Д а л и м о в Т. Н., К а ю м о в А. К. В кн.: Проблемы минералогии и петрологии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1972, 289—305.

Приводятся химический состав и оптические константы слюд из 29 гранитоидных интрузий различного возраста (от Pt_1 до T_1) и фациальности. Биотиты из гранитоидов Каратюбинских гор, Чаткальского и Гиссарского хребтов отнесены к истонит-сидерофиллиту, а Нуратинских гор и Кызылкумов — к аннит-флогопиту. Промежуточное положение занимают биотиты из массивов Курамы, Зиаэтдин-Зирабулакских гор и Актау (Нуратинский хребет). Общая особенность химизма слюд — пониженное содержание щелочей, Fe_2O_3, Al_2O_3 и высокая концентрация CaO, FeO и TiO_2. Наиболее высокотемпературная группа слюд (850—650°) присуща гранитоидам Западного Узбекистана и Чаткальского региона, промежуточные температуры кристаллизации (650—600°) свойственны биотитам Гиссара, а минимальные (600—500°) — гипабиссальным массивам (Чаркассарский, Тамдынский). Температура кристаллизации слюд находится в обратной зависимости от их железистости и прямо связана с содержанием Mn и Mg. Устанавливается также значимая прямая связь между глубинностью интрузий и содержанием в биотитах Al_{VI}. Изменение состава пород сказывается на содержании в биотитах Al_2O_3, FeO и MgO, при этом железистость слюд возрастает с ростом в материнских породах концентрации SiO_2, щелочей и уменьшается параллельно с увеличением количества FeO, MgO и CaO. Колебания общей железистости биотитов в массивах составляют 16—36%, а в последовательных фазах интрузий возрастает на 6—16%.

Выявлена прямая корреляционная зависимость между общей железистостью слюд и их щелочностью, титанистостью и обратная — между титанистостью и магнезиальностью. Для парагенезиса Bi+FSp+Mt решающее воздействие на общую железистость оказывает количество магнетита и температура, а для ассоциации Bi+Hb+KSp (Pl) — присутствие роговой обманки. Величина отношения Fe_2O_3/FeO в биотитах обратно связана со щелочностью слюд, прямо — со щелочностью слюдосодержащих пород и не зависит от P—T условий кристаллизации. Корреляционным анализом установлено, что состав биотитов связан с их светопреломлением преимущественно через концентрацию Al_2O_3, MgO (обратная связь), FeO и TiO_2 (прямая связь). Рис. — 1, табл. — 3, библ. — 47 назв.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

П. М. Татаринов, С. П. Соловьев. Главнейшие даты жизни и деятельности академика А. П. Карпинского (к 125-летию со дня рождения) . . 5

С. П. Соловьев. Вклад А. П. Карпинского в познание горных пород . . . 9

И. И. Шафрановский, Д. П. Григорьев. А. П. Карпинский о внутреннем строении кристаллов 19

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ

В. А. Жариков. Физико-химические исследования в минералогии и петрологии 23

В. В. Щербина. Новые данные по физико-химии силикатных расплавов 30

В. С. Соболев. К вопросу об образовании лейцитовых пород 36

А. А. Маракушев. Диаграммы химических потенциалов щелочей на количественной основе 43

Л. Л. Перчук, В. В. Федькин. К проблеме кислотности—основности и химической связи в минералах 59

В. В. Доливо-Добровольский. О некоторых применениях графов в физико-химической петрологии 79

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ДРУГИЕ ВОПРОСЫ В МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ

И. Д. Батиева, И. В. Бельков. К проблеме генезиса щелочных гранитов Кольского полуострова 97

Е. И. Бондаренко, Т. В. Климовская, В. И. Сухов. Геологическая позиция, генезис и минеральный состав Бухтянского массива пропилитов (Нижнее Приамурье) 105

И. В. Буссен, А. С. Сахаров. Первичная расслоенность и первичнорасслоенные массивы 115

Г. М. Власов, М. В. Мартынюк, М. И. Попкова. О рациональной классификации вулканических пород 126

Е. Б. Высокоостровская, Г. А. Шатков. Гранат в игнимбритах Забайкалья 137

В. С. Домарев. Особенности разновозрастных месторождений медистых песчаников 147

К. К. Золоев. Количественно-минералогическая классификация ультраосновных пород 158

Н. В. Ичетовкин. Биотиты из позднемезозойских гранитоидов Яно-Колымской области 167

Ю. Б. Марин. О классификации и диагностических признаках генетических типов вкрапленников в гранитоидах 180

Б. Н. Мелентьев. Взаимоотношения галогенидов с некоторыми силикатными и фосфатными расплавами 190

Ю. П. Мельник, В. Л. Оноприенко, М. А. Ярощук. Термодинамика метаморфизма ультраосновных пород Украинского щита 201

Ю. В. Нагайцев. О влиянии давления и температуры на состав граната и биотита метаморфических пород 212

К. Н. Паффенгольц. Дарьялская, Келасурская и Кодорская интрузии Большого Кавказа (состав, возраст, вопросы металлогении) 227

Л. М. Плотников, И. И. Шафрановский. Симметрия в геологии. 236

Н. Г. Родзянко. Гранаты и везувианы Тырныаузского месторождения (Северный Кавказ) 244

Ю. Б. Сазанов. Минералогия, рудные формации и особенности размещения ртутных месторождений южной части Дальнего Востока 266

С. П. Соловьев. К петрохимии горных пород Луны 277

И. Х. Хамрабаев, В. И. Айзенштат, П. Т. Азимов, К. У. Урунбаев, Т. Н. Далимов, А. К. Каюмов. Вещественный состав и оптические свойства слюд из некоторых гранитоидных формаций Узбекистана 289

Рефераты 306

ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ

Утверждено к печати
Всесоюзным минералогическим обществом

Редактор издательства Т. Н. Токарева
Художник П. В. Таубвурцель
Технический редактор Г. А. Смирнова
Корректор О. И. Иващенкова

Сдано в набор 15 X 1971 г. Подписано к печати 7/II 1972 г. Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 19¹/₂+2 вкл. (1 печ. л.)=28.70 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 29.66. Изд. № 4977. Тип. зак. № 565. М-22890. Тираж 1150. *Цена 3 р. 37 к.*

Ленинградское отделение издательства «Наука». 199164, Ленинград, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука». 199034, Ленинград, 9 линия, д. 12

171