

Академия наук  
СССР



ПЕТРОЛОГИЯ  
И ПЕТРОХИМИЯ  
РУДОНОСНЫХ  
МАГМАТИЧЕСКИХ  
ФОРМАЦИЙ

Издательство · Наука ·



Академия наук СССР  
Институт геологии  
рудных месторождений,  
петрографии, минералогии  
и геохимии

# ПЕТРОЛОГИЯ И ПЕТРОХИМИЯ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

3440



Издательство

«Наука»

Москва

1981





Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981.

В книге рассмотрены на основе методов и принципов современной петрохимии, геохимии и петрологии некоторые общие вопросы химизма и классификации магматических горных пород, вопросы геохимии, металлогении важных в практическом отношении гранитоидных формаций, а также вопросы петрохимии ряда важных породных групп. Среди них ассоциации щелочных габброидов и кимберлитовых пород, диабаз-пикритовая ассоциация, зональные ультрамафитовые комплексы (на примере Урала), щелочные базальтоиды и связанные с ними эффузивные карбонаты.

Ответственные редакторы:

О.А. Богатиков, А.К. Симон

П.П. СМОЛИН

## СТЕХИОМЕТРИЧЕСКАЯ СИСТЕМА И ПЕТРОХИМИЯ МАГМАТИТОВ

### ВВЕДЕНИЕ

К числу наиболее важных достижений петрографии прошлого века относят [38] выявление непрерывных изменений состава магматических пород. Ограниченность этого положения явствует уже из несмеси-мости силикатных и других (сульфидных, карбонатных, окисных, фосфатных) расплавов. Вместе с тем и непрерывность обычных силикатных магматитов весьма относительная, что неоднократно иллюстрировалось резкими минимумами на кривых распределения, впервые, вероятно, отмеченными в статье Ф.Ю. Левинсон-Лессинга [10] о естественной границе андезитов и базальтов и в ряде других работ [14, 25]. Эти соотношения собственно объективно зафиксированы всем опытом петрографических исследований в выделении ограниченного числа наиболее распространенных магматических пород, в том числе их главных групп — гипербазитов, базитов, мезитов (средние породы) и окситов (кислые породы)<sup>1</sup>, и в определении их средних химических составов. Таким образом, как и во многих других явлениях природы, в составе магматитов усматривается диалектическое сочетание непрерывности и дискретности.

Дискретность состава обычных магматических пород находит объяснение в экспериментах, показавших внутреннюю несмеси-мость силикатных расплавов [35]. В этих исследованиях пока слабо уяснен химизм явления несмеси-мости. Естественно прибегнуть к обратной связи и попытаться найти информацию на этот счет в дискретности состава природных магматитов.

Для интерпретации химизма магматитов предложено множество систем петрохимических пересчетов. Методики пересчетов, претендующие на универсальность, сводятся к дифференциальной оценке соотношений всех или большинства порообразующих компонентов с

<sup>1</sup> Принятая здесь номенклатура главных групп магматитов обсуждалась в Терминологической комиссии Петрографического комитета и в печати [17]. Она на единообразной греческой лексической основе, присущей петрографии, специфично петрохимически отображает вариации "основности — кислотности" (кремнеземистости) магматитов, обсуждению которых в значительной мере посвящена статья. При совместном рассмотрении вулканических и плутонических магматитов их номенклатура логически может основываться лишь на признаке химизма. Поэтому предложение [7] об исключении термина "гипербазиты" и замене его на "ультрамафиты" (с количественно-минеральным смыслом) для общих петрографических работ неприемлемо.

получением целого ряда параметров. Фиксируемые этими параметрами частные разнонаправленные вариации состава по существу заслуживают общую картину эволюции химизма магматитов. Наиболее наглядно эту эволюцию можно было бы отобразить неким единым емким показателем. Хотя и в несовершенной форме, роль такого показателя выполняет содержание кремнезема. Правомерность этого со временем становится лишь очевиднее, поскольку кремнезем не только количественно доминирует в составе магматитов, но и представляет в них практически единственный анионный компонент. И действительно, доля минералов с иными анионами — окислов, сульфидов, фосфатов и т.д. — в обычных магматических породах, как правило, пренебрежимо мала. Несовершенство содержания кремнезема как универсального показателя связана с тем, что суть химизма заключается не в вариациях содержаний отдельных компонентов, а в их соотношениях. Поэтому, учитывая уникальность кремнезема как анионного компонента, следует в качестве основного показателя химизма магматитов принять его соотношение со всеми остальными (катионными) петрогенными компонентами.

Химическая классификация магматитов основана на весовых содержаниях кремнезема. Аналогичным образом и нормативные составы при петрохимических пересчетах (например, в системе CIPW) в конечном счете выражают в весовых процентах. Между тем существо любых химических явлений определяется атомными соотношениями. Таким образом, в качестве единого наиболее общего и емкого показателя химизма обычных магматитов следует принять атомное соотношение петрогенных катионов и кремнезема. Этот главный параметр следует дополнять частными атомными соотношениями, в том числе в виде нескольких нормативных фракций. Собственно к этим двум простым операциям и сводится стехиометрическая система пересчета химических анализов магматитов, целенаправленная на выявление не деталей их состава, а наиболее общих вариаций химизма.

#### МЕТОДЫ ПЕТРОХИМИИ И РАЦИОНАЛЬНАЯ СИСТЕМА ОЦЕНКИ СТЕХИОМЕТРИИ МАГМАТИТОВ

Некоторые методики петрохимических пересчетов преследуют цели выявления вариантов реализации химического состава в минеральные парагенезисы в зависимости от  $P$  и  $T$  [18] или просто для иллюстрации гетероморфизма [26]. Однако большинство систем пересчета решает более скромную задачу, поставленную и в этой работе, — обеспечить возможность лучшего сопоставления и интерпретации химического состава горных пород, чем это позволяют непосредственно цифры химического анализа. Поскольку целесообразность любого нововведения оправдывается улучшением и разумной преемственностью существующего, рассмотрим кратко общие особенности распространенных систем пересчетов (Левинсон-Лессинга, CIPW, Ниггли, Заварицкого, Барта). Петрохимические методики в разной мере и различных сочетаниях основываются на четырех элементах: 1) коэф-

фициентах и числовых характеристиках, 2) магматических формулах, 3) нормативном минеральном составе, 4) графическом изображении состава.

Коэффициенты и числовые характеристики в способе Левинсон-Лессинга [11] получаются делением молекулярных количеств ( $R^{1+} + R^{2+}$ ),  $R^{3+}$  и  $SiO_2$  на молекулярные количества  $R^{3+}$  (т.е.  $R^{3+} = 1$ ). Кроме того, определяется коэффициент кислотности, представляющий отношение числа атомов кислорода, связанных с  $SiO_2$ , к числу его атомов в остальных окислах. Таким образом, в формально-химических группах объединяются элементы, играющие в породах резко различную роль ( $K + Mg?$ ), а коэффициент кислотности фиксирует соотношения не атомов, а их валентностей и к тому же косвенно.

Коэффициенты Ниггли [39] подразделяются на основные - *alk* ( $K, Na, Li$ ), *c* ( $Ca, Ba, Sr$ ), *fm* ( $Fe, Mg, Mn, Ni$ ) и *al* ( $Al, Cr$ ), вычисляемые как ат.% их суммы, и дополнительные - *si*, *ti* и т.д., представляющие молекулярные отношения отдельных компонентов к сумме главных окислов. В 11 числовых характеристиках (для семи компонентов) в системе Заварицкого [6] одни прямо отражают содержание компонентов в анализе ( $s = Si + Ti$ ), другие - долю (или избытки) компонентов в нормативных фазах, третьи - отношения компонентов. При этом параметры основной числовой характеристики, как и у Ниггли, представляют ат.% их суммы (т.е. числа именованные), а дополнительные - числа отвлеченные (частные отношения различных компонентов). Отдельные характеристики неудачны по группировке компонентов. Так,  $Si$  неоправданно объединен с  $Ti$  в параметре  $s$ , в связи с чем затем вводится излишний параметр  $t = Ti/Si + Ti$ . Коэффициент  $\varphi$  отражает отношение  $Fe^{3+}$  к сумме феррических катионов, тогда как переменной валентностью обладает только  $Fe$  и окисленность характеризуют  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ . Дополнительные и основные параметры Ниггли и Заварицкого, вследствие эклектичности, прямо несопоставимы уже при рассмотрении состава одной породы, тогда как основные числовые характеристики в связи с приведением к 100% утрачивают свойство прямой сопоставимости атомных отношений в разных породах<sup>2</sup>.

<sup>2</sup> Скрадывание процентами соотношений компонентов поясним сопоставлением двух утрированных составов ( $A, B$ ) из четырех компонентов ( $a, b, c, d$ ), из которых первые три составляют "основную характеристику".

	A			B		
	%	$m/a$	$m/a + b + c \times 100\%$	%	$m/a$	$m/a + b + c \times 100\%$
<i>a</i>	40	1	57,15	66	1	66,66
<i>b</i>	20	1/2	28,57	22	1/3	22,22
<i>c</i>	10	1/4	14,28	11	1/6	11,11
<i>d</i>	30	3/4	-	1	-	-
	100	2 1/2	100	100	1 1/2	100

В противовес этим разношерстным наборам целесообразно все компоненты выразить в виде атомных отношений к главному "анионному" катиону Si, принятому за единицу. Тем самым коэффициенты всех элементов анализа приобретают статус самостоятельных параметров химисма, сопоставимых в любых сочетаниях и в любых силикатных породах. Подобный прием получает все большее распространение в геохимии. В качестве главного параметра принимается соответственно отношение суммы коэффициентов всех остальных катионов к кремнию (B/Si), которое можно назвать *базисилициевым модулем* (от греч. *basis* - основание). Этот параметр в общем соответствует аналогичным коэффициентам других систем пересчета, но избавлен от присущего им влияния дополнительных условий (учета валентности, исключения тех или иных компонентов, приведения их к 100). Из суммы катионов следует вычитать только их количества, связанные с иными кроме Si анионными компонентами - CO<sub>2</sub>, S, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Магматические формулы Левинсон-Лессинга просто соединяют три упоминавшихся групповых коэффициента:  $\frac{m}{n} \overline{RO} (= R^{+1}O + R^{+2}O)$ .  $\cdot R_2O_3 \frac{p}{n} SiO_2$ , где  $n$  - молекулярное количество R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,  $m$  и  $n$  - молекулярное количество двух других групп. Как чисто химические группировки элементов, так и нефундаментальный общий делитель в этом случае неудачны. В формулах Барта [3, 31] раздельно приводятся все компоненты, в том числе H (OH). Однако в стремлении обособить 100 катионов с тем, чтобы их коэффициенты как бы прямо отвечали ат.%, Барт рассчитывает формулы в эквиваленте к 160 атомам кислорода так называемой стандартной ячейки. Т.е. этот пересчет целе-

---

Как видим, в *B* содержание *b* и *c* (в %) больше, чем в *A*, тогда как их простые доли по отношению к *a* резко меньше. Вместе с тем в условной основной характеристике процентные содержания *a* в составах *A* и *B* различаются мало (в 1,11 раза), тогда как в действительности доля *a* в *B* (2/3) в 1,5 раза больше, чем в *A* (2/5). Таким образом, лишь с приведением всех компонентов сопоставляемых составов к единой величине сохраняются истинные, непосредственно количественно сравнимые, соотношения компонентов.

В огромном потоке работ, посвященных химизму горных пород, в настоящее время используются почти исключительно непосредственно массовые (весовые) проценты компонентов химанализов. Эта практика, до недавнего прошлого считавшаяся в отечественной петрохимии совершенно недопустимой, помимо указанных выше арифметических искажений естественных химических соотношений элементов, вносит еще и резкие "физические" их искажения, поскольку атомные доли петрогенных элементов сильно отличаются от мас. % их окислов.

направлен к сохранению десятичного счисления, затушевывающую как в виде ат., так и вес.%, главное свойство химических систем — простое кратное соотношение элементов. Вместе с тем и число катионов в стандартной ячейке отнюдь не близко к 100, а варьирует от 80 до 120. Наконец, вообще использование кислорода в качестве эквивалента пересчетов искусственно, поскольку в химических анализах он прямо не определяется, а определяются лишь катионы [5].

Формула породы должна прямо фиксировать базисилициевый модуль и коэффициенты элементов при  $Si = 1$ . В сокращенном виде,  $B_n Si_m$ , она отвечает наиболее простому отношению суммы катионов и Si. Например  $B/Si = 0,67$  соответствует сокращенной формуле  $B_2 Si_3$ . Развернутая формула породы аналогична минералогической с учетом соотношения кислорода и OH, рассчитываемого обычно по балансу валентностей катионов и анионов, и с несиликатными примесями, выделенными в самостоятельных миналах после формулы силикатной части. Такая формула полностью адекватна в атомных величинах всему химическому анализу, отображает соотношения силикатной и несиликатных фракций, а также катионов в силикатной части породы. Построенная по минералогическому принципу с сохранением всех реальных количественных характеристик, она является оценкой химического состава породы не как случайной смеси компонентов, а как закономерного их сочетания, которое в химических системах, проявляется в простых кратных соотношениях элементов.

Нормативный (минальный) состав, почти одинаково используемый в системах CIPW, Ниггли, Барта и вычисляемый в строго определенной последовательности, призван отображать соотношения избытка катионов (в виде окислов), салических (миналы полевых шпатов) и фемических (пироксены) катионов, избытка (нормативный кварц) или недостатка (оливин, слюды) кремнезема. Достоинством методики принято считать преломление оценок валового химизма под углом зрения реальных сочетаний элементов в минералах. Действительно, выделение многочисленных миналов в нормативном пересчете явно обусловлено стремлением приблизиться к минеральному составу. Однако этот подход вместо приписываемого ему разумного сочетания двух аспектов на самом деле приводит не только к отрыву от реального минерального состава (вполне сознательному), но и к неадекватному отображению валового химизма (видимо, до сих пор неосознанному). Не говоря уже о чисто арифметических искажениях, внесенных в нормативный состав его приведением в виде процентов, особенно весовых (а в норме CIPW они — единственный конечный результат), существенные методические искажения оценок валового химизма обусловлены искусственностью и излишностью одних миналов, непригодностью других для однозначного количественного определения важнейших параметров и даже — просто жесткой последовательностью пересчета. Некоторые из этих недостатков общеизвестны, другие же выпали из внимания. Так, вполне очевидна искусственность пироксеновых миналов, не учитывающих присутствие в них Al и Ti, а соответственно — и бессмысленность выделения силлиманита или корунда

для связывания избытка Al от полевых шпатов. Последовательность ликвидации дефицита Si с введением оливина вместо пироксена, нефелина вместо альбита, лейцита вместо ортоклаза, калиофиллита вместо лейцита совершенно условна. Так, в ийолит-уртитах оливин отсутствует, а нефелин ассоциирует с пироксеном. Совершенно не оправдано выделение в первую очередь миналов окислов Fe и Ti, частично или полностью входящих в силикаты (в том числе и  $Fe^{3+}$ ). Особенно нелогично это при одновременном присутствии нормативного кварца, так как в этом случае норма включает химически альтернативные избыток оснований и избыток радикала. Только в связи с априорным выделением окислов Fe и Ti, например, в норме толеитовых базальтов появляется кварц, присутствие которого тем не менее считается главнейшей особенностью состава этой породы. Возникает законный вопрос — разумно ли вообще выдвигать в качестве главной характеристики породы заведомо не существующую в природе особенность, отдавая тем паче полный отчет в том, что она обусловлена исключительно методическим "зигзагом" пересчета? Эта и многие другие условности нормативного пересчета отброшены в системе Заварицкого, где использованы только миналы полевых шпатов (для оценки избытков Ca, Al и Na), а совместно с ними минал пироксена для оценки избытка Si. Однако, отказавшись от непрямого априорного выделения окислов, Заварицкий впал в другую крайность и вообще не фиксирует избыток фемических катионов, что также нельзя признать правильным.

Самый существенный недостаток всех нормативных пересчетов, включая и методику Заварицкого, заключается в неопределенности оценок насыщенности кремнеземом. Априорное выделение окислов, вследствие обычно небольшого содержания этих миналов, незначительно смещает уровень насыщенности; нелогично лишь заведомое искусственное внесение признака пересыщенности катионами при одновременной пересыщенности кремнеземом. Гораздо большую количественную неопределенность уровня насыщенности обуславливает использование для его оценки миналов полевых шпатов. Пределы этих искажений можно видеть на примере идеальных составов мономинеральных полевошпатовых пород — "анортитового анортозита" и чистого альбита. В "анортозите" свободный кварц появится при величине  $B/Si < 1,5$  (по отношению к  $B_3Si_2$ ;  $\underbrace{CaAl_2Si_2O_8}_3$ ), а в идеальном альбитите — при  $B/Si < 0,66$  (по отношению к  $B_2Si_3$ ;  $\underbrace{NaAlSi_3O_8}_2$ ). В соответствии со всеми существующими способами петрохимических пересчетов оба состава равноценны по главнейшему параметру валовой насыщенности кремнеземом, между тем как атомная доля Si в них различается в 2,25 раза. Разумно ли соглашаться с такой неопределенностью оценок химизма, имея в виду, что нормы все равно не соответствуют реальному модальному составу?

Таким образом, большинство миналов нормативных пересчетов не только ненужные, но и прямо вредные "реликтовые" аксессуары, по-

добные искусственным "ногам" первых механических колесных экипажей. И тем не менее рациональное зерно в нормативных пересчетах несомненно есть.

Общее подразделение катионов (и фаз) на фемические (мафические) и салческие (фельзические) во всех нормативных пересчетах не только отвечает большинству петрографических классификаций, но и подкреплено современными экспериментами по ликвации, в которых выделяются метасиликатная и тектосиликатная фракции [33]. Название первой неудачно, поскольку, помимо пироксенов, сюда относятся и оливин (ортосиликат). Следовательно, правильнее говорить об ино- + мезосиликатной фракции, которую удобно сокращенно назвать инесиликатной. Таким образом, в свете представлений о структурах силикатных расплавов и кристаллизующихся из них минералов две традиционные группировки катионов в магматах следует назвать инесиликатной ( $B_i$ ) и тектосиликатной ( $B_t$ ). Распространенные катионы, определяющиеся в силикатных анализах, располагаются в следующий ряд увеличения петрохимического сродства к Si (положение в ряду "базитовости-окисловости" [20]): Mg, Fe, Mn, Ca, Ti, Al, Na, K. Эта серия почти совпадает с относительной "ине-тектосиликатностью" элементов. Присоединив малые инесиликатные элементы (Mn, Ti) к железу (что оправдано также и совместным участием Ti и Fe в окислах) получаем ряд -  $\underbrace{\text{Mg, Fe}^*}_{B_i}, \underbrace{\text{Ca, Al, Na, K}}_{B_t}$ . Поясним это на

рис. 1, отображающем соотношения двух групп катионов в порообразующих силикатах. Собственно инесиликатные элементы Mg, Fe, Ti, Mn практически отсутствуют в тектосиликатах, в связи с чем, в частности, неправильно отнесение Заварицким акмитового минала, и в модальном составе входящего в пироксены, к алюмосиликатной (тектосиликатной) группе. Еще чаще по сравнению с Na в инесиликатную фракцию входят Al (до 5 вес.% в орто- и до 10,5 вес.% в клинопироксенах) и особенно Ca (до 1/2 B в диопсиде), наконец, и K входит в состав некаркасного биотита. Единственная инефаза, в которой практически отсутствуют катионы  $B_t$ -оливин. Вместе с тем и сами элементы  $B_t$  четко обособляются лишь в довольно многочисленных каркасных фазах, к которым из числа менее полимеризованных минералов по признаку отсутствия в нем катионов  $B_i$  следует присоединять только мусковит, выступающий в роли глубинного некаркасного заместителя тектосиликатов-фондов. Из этого обсуждения вытекает, что к инефракции логично отнести все промежуточные по составу некаркасные фазы (кроме мусковита): гранаты, пироксены, амфиболы, мелилиты, биотит. Нормативная оценка состава инефракции, помимо невозможности расчета миналов промежуточных фаз переменного состава, осложняется также неясностью распределения Fe и Ti между силикатами и окислами. Единственной достоверно выделяемой нормативной инефазой может быть лишь метасиликат, который фактически и принят во всех нормативных пересчетах в виде суммы пироксеновых миналов. Таким образом, если не учитывать некоторых излишних зигзагов (выделение окислов, недоучет Al и Ti

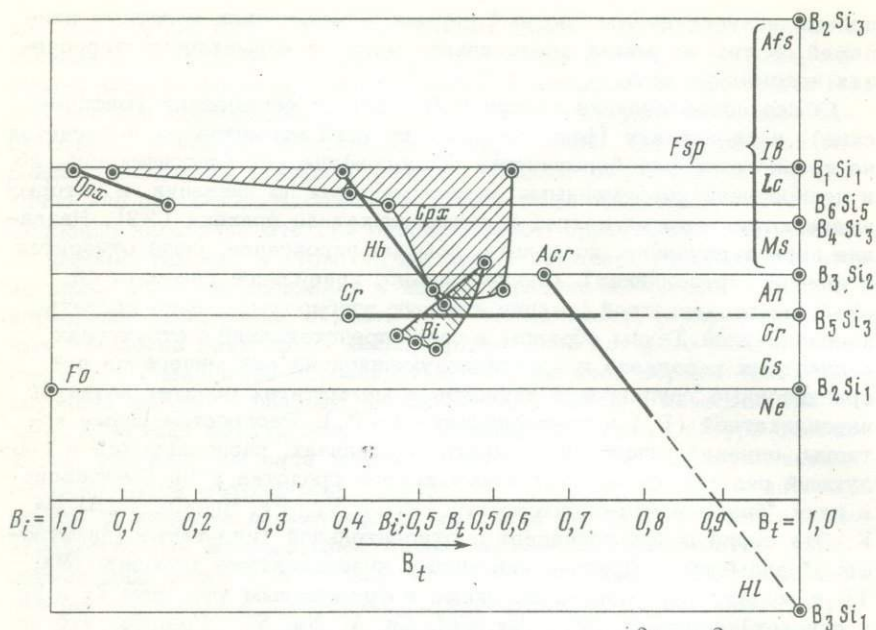


Рис. 1. Соотношения инесиликатных -  $B_i$  (Mg,  $Fe^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ , Mn, Ti) и тектосиликатных -  $B_t$  (Ca, Al, Na, K) катионов в магматических порообразующих силикатах

По горизонтали - атомные соотношения  $B_i$  и  $B_t$  в сумме, которая принята за единицу; по вертикали - отношение к Si суммы всех катионов в виде простейших кратностей. Заштрихованные поля ( $Bi$  и  $Spr$ ) и линии ( $Hb$ ,  $Opr$ ) вариаций состава показаны по выборочным предельным реальным составам или по общепринятым идеализированным миналам (остальные минералы)

в пироксене, попыток выделения промежуточных инефаз в некоторых методиках), то в существующих системах нормативных пересчетов (особенно четко у Заварицкого и Ниггли) насыщенность в инефракции определяется простейшим отношением  $B_i/Si = 1$ , и все неопределенности валовой величины этого параметра связаны с неоднозначностью насыщенности тектосиликатной фракции от  $B_t/Si = 1,5$  ( $B_3Si_2$ ,  $an$ ) до  $B_t/Si = 0,66$  ( $B_2Si_3$ ;  $ab$ ,  $or$ ). Обратим в связи с этим внимание на явно не случайную многочисленность пород с валовым метасиликатным химизмом от чисто инесиликатного ортопироксенита до чисто тектосиликатного фonoлита, в том числе наиболее распространенных вулканитов - толеитовых (и близких к ним) базальтов, андезитов-базальтов, муджиритов и др. Тяготение к метасиликатному валовому химизму очевидно и при самом беглом рассмотрении минерального состава базитов. В интрузивных их типах оба главных минерала - пироксен и лабрадор, имеют метасиликатный или близкий

к нему состав, тогда как в излившихся базитах нередок метатектосиликат лейцит ( $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$ ). Наряду с этим инконгруентное плавление

ортотлаза с кристаллизацией лейцита и ассоциация ортотлаза ( $\text{B}_2\text{Si}_3$ ), в интрузивных породах с нефелином ( $\text{B}_2\text{Si}_1$ ) или мусковитом ( $\text{B}_4\text{Si}_3$ ), берущая "в вилку" метасиликатный состав ( $\text{B}_1\text{Si}_1$ ), также позволяют полагать, что для тектосиликатных расплавов достаточно характерно тяготение к валовому метасиликатному отношению элементов.

Вероятно стехиометрии  $\text{B}_2\text{Si}_3$  и  $\text{B}_3\text{Si}_2$  полевых шпатов в магматитах с валовым метасиликатным составом реализуются лишь при кристаллизации, будучи обусловленными жесткой каркасной структурой и необходимостью сбалансированности зарядов атомов, тогда как расплавы такого состава с менее упорядоченной структурой при возможности замены  $\text{O}^{2-}$ OH могут быть реальными метатектосиликатными фазами.

Все это позволяет принять для количественно однозначной оценки валовой химической насыщенности магматитов кремнеземом метасиликатный уровень  $\text{B/Si} = 1$ , а соотношения фемических и салических катионов фиксировать равноценными метаинесиликатной ( $m_i$ ) и метатектосиликатной ( $m_t$ ) нормативными фракциями. Поскольку выше уже указывалась необоснованность (и даже вредность) выделения каких-либо дополнительных конкретных нормативных миналов (как фемических, так и салических), две суммарные нормативные метасиликатные фазы следует альтернативно дополнять только общим избытком оснований  $\Delta\text{B}$  (при  $\text{B/Si} > 1$ ) или избытком кремния  $\Delta\text{Si}$  (при  $\text{B/Si} < 1$ ). При равноценности роли Si в двух метасиликатных группировках соотношения четырех фракций наиболее просто отображаются  $\text{B}_{m_i}$  (суммой метаинесиликатных катионов),  $\text{B}_{m_t}$  (суммой метатектосиликатных катионов),  $\Delta\text{B}$  (избытком оснований),  $\Delta\text{Si}$  (избытком кремния).

Таким образом, предлагаемая система нормативного пересчета вносит количественную химическую определенность в оценку насыщенности кремнеземом (и соответственно ликвидирует систематическую асимметрию в распределении точек на диаграммах), ликвидирует неоправданную псевдоминералогическую множественность искусственных миналов (и соответственно вносит четкость в наиболее важное подразделение катионов на ине- и тектосиликатную фракции, а также упрощает пересчет).

Графическое изображение состава по существу представляет главную цель систем Ниггли и Заварицкого. Однако использование диаграмм с большим, чем три, числом компонентов лишает их ожидаемых удобств и наглядности. Действительно, недостатки четырехкомпонентной диаграммы Ниггли заключаются не только в некотором искажении при проектировании фигуративной точки из пространства на близлежащее сечение тетраэдра, но и в самой множественности этих сечений, что не позволяет сопоставлять породы заметно различающегося состава на одной диаграмме. Вместе с тем в диаграммах Ниггли совершенно не учитывается ни содержание Si, ни степень насыщенности какими-либо компонентами, так что они ли-

шенны и свойства качественной сопоставимости элементов внутри одного валового состава. Эти недостатки попытался ликвидировать А.Н. Заварицкий в своей барицентрической трехмерной диаграмме, векторы которой призваны отображать девять параметров, в том числе степень насыщенности Al и Na. Получается это, однако, далеко не наглядно прежде всего в связи с нерациональным отображением четырех (фактически трех) параметров основной характеристики двумя точками на двух диаграммах (проекциях) и переползанием точек на несвойственную им проекцию ( $c$ ), а также с неудобством непомерно вытянутых векторов пород с преобладанием какого-либо одного компонента из двух в отношениях дополнительных характеристик. Недостаточно наглядно отображаются Si и вовсе не фиксируются общие избытки Si и катионов.

Четыре предлагаемых нормативных компонента, из которых два альтернативны, позволяют адекватно отобразить весь состав породы посредством одной точки на плоскости. При этом любые составы совместимы на одной диаграмме, что дает неоспоримое преимущество для всякого рода сопоставлений. Эта диаграмма состоит из двух треугольников с общим основанием (см. рис. 5). В общих вершинах расположены катионы метакнесилката ( $B_{mi}$ ) и метатектосилката ( $B_{mt}$ ), присущие породам любого состава, тогда как в двух свободных вершинах располагаются избытки катионов ( $\Delta B$ ) и кремния ( $\Delta Si$ ). На общем основании лежат точки состава насыщенных кремнеземом пород, а по обе стороны от него — составы пересыщенные или кремнеземом, или основаниями.

Диаграмма обобщенно-нормативного ине-тектосилкатного состава магматитов неизбежно искажает соотношения между отдельными катионами. Последние широко принято иллюстрировать треугольными (AFM, CFM, NaKCa, AlCaMg) и вариационными (A-B) диаграммами, которые иногда удачно подчеркивают *важные*, но все-таки *частные* изменения состава. Поэтому можно предложить еще один вариант катионной диаграммы, логически дополняющей обобщенную с участием Si, но с исключением этого элемента и с определенной группировкой катионов с точки зрения их ине-тектосилкатности. Одна из вершин треугольника отводится собственно инесилкатным  $Mg+Fe^*$  ( $= Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Ti$ ), а остальные две — тектосилкатным элементам, группируемым в разных сочетаниях: Al—CaNaK, CaAl—NaK, Ca—AlNaK, каждое из которых имеет свой смысл. Остается достаточно наглядным и нанесение на одну диаграмму двух точек, отвечающих двум комбинациям, как это, например, сделано на рис. 5. Возможно построение самостоятельных диаграмм для инесилкатной  $Mg-Fe^*-Ca_i$  (или  $Al_i, Na_i$ ) и тектосилкатной  $Ca_i-Na-K$  фракций. Последние, однако, как показал опыт их составления, для всего диапазона магматитов не очень выразительны и, вероятно, могут быть полезными для иллюстрации конкретных серий и комплексов.

Вариационные диаграммы, особенно типа харкеровской (окислы —  $SiO_2$ ), иллюстрирующие сопряженные изменения содержаний любых компонентов, в результате замены весовых процентов атомными до-

лями становятся гораздо более наглядными. При закономерных естественных соотношениях, например в пределах одного массива, комплекса, серии, на диаграмме зависимости атомных долей элементов от базисилициевого модуля тренды приобретают прямолинейный характер в отличие от привычных нам криволинейных вариационных зависимостей, как правило, целиком обусловленных отнюдь не естественными причинами, а искажающим влиянием весовых процентов. Это позволяет легко распознавать точки экстремумов и пересечений трендов, непосредственно оценивать стехиометрические соотношения всех компонентов в таких точках, а также уверенно фиксировать и все отклонения от закономерных вариаций, обусловленные как естественными, так и методическими причинами.

Таким образом, в предлагаемой петрохимической системе расчет коэффициентов, базисилициевого модуля и формул породы, на единой основе в эквиваленте к  $Si = 1$ , ликвидирует эклектичность числовых характеристик и особенно использование для них десятичного счисления, уничтожающего свойство прямой сопоставимости атомных соотношений, что имеет место в методиках Ниггли, Заварицкого и Барта. Использование принципа простейшей бинормативности, развивающего подход Заварицкого, отвечает как естественному ряду магматитов от чисто инесиликатных до тектосиликатных, так и большинству их классификаций. Подчеркнутое выделение избытков катионов и  $\Delta Si$  в упрощенной и более объективной форме развивает направленность системы CIPW и также соответствует принципам классификации. Наконец, четко фиксирующая два последних аспекта, диаграмма позволяет одной точкой на плоскости отображать весь состав любых силикатных пород (и силикатных фракций в смешанных породах). Можно надеяться, что предлагаемая система сохранила все ценное существующих методов пересчета и вместе с тем более универсальна, а главное — очищена от излишних условностей и что еще важнее, — наиболее адекватна химизму в главном — атомных соотношениях. Это главное свойство системы и подчеркивается в ее общем определении — "стехиометрическая петрохимия".

Порядок пересчета последовательно фиксирует все более частные особенности химизма: 1) валовую магматическую формулу, 2) обобщенно-нормативный состав, 3) дополнительные атомные отношения катионов.

### Магматическая формула

1. Коэффициенты элементов при  $Si = 1$ . При ручном пересчете удобнее пользоваться не молекулярными, а приведенными к  $Si$  атомными количествами  $aE_{Si} = \text{вес. \% окисла } E \text{ анализа } xk$ , где  $k$  — фактор приведения, равный частному от деления 1 << атомного веса >> (= мол. весу  $SiO_2$ ) на << атомный вес >>  $E$  (т.е. мол. вес окисла  $x$   $\times$  число катионов в нем). Этот прием уменьшает число операций и исключает необходимость в таблицах мол. количеств. Необходимые для

Таблица 1

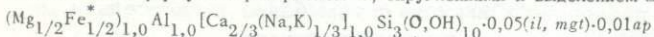
Стехиометрический пересчет среднего состава толеитового базальта (среднее из 137

Компо- ненты	Вес. %	фактор приведения к Si	Атомные количества приведенные к Si ( $a_{Si}$ )	Коэфф иенты при Si = 1(B)	$W_k$
SiO <sub>2</sub>	50,83	1,0	50,83	(1,0000)	4,0000
TiO <sub>2</sub>	2,03	0,752	1,5266	0,0300	0,1200
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,07	1,179	16,5885	0,3264	0,9792
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,88	0,753	2,1686	0,0427	0,1281
FeO	9,06	0,836	7,5740	0,1490	0,2980
MnO	0,18	0,847	0,1525	0,0030	0,0060
MgO	6,34	1,490	9,4466	0,1858	0,3716
CaO	10,42	1,071	11,1598	0,2196	
			$Ca_{ap}$	-0,0063	
				0,2133	0,4266
Na <sub>2</sub> O	2,23	1,939	4,3240	0,0851	0,0851
K <sub>2</sub> O	0,82	1,276	1,0463	0,0206	0,0206
B/Si	1,0000(+Δ5,59%)			1,0559	6,4352
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,847	0,1948		
H <sub>2</sub> O	0,91	6,671	6,0706	0,1194	0,1194

$$O_{Si} = 6,4352 - 0,1194(OH) = 6,3158 : 2 = 3,1579$$

Сбалансированная сокращенная формула:  $B_{1,0559}Si_{1,0}(O_{3,1579}OH_{0,1194})_{3,2773} \cdot 0,0101ap$

Целочисленная формула с раскрытием B, округлениями и выделением ΔB в окисную фазу:



пересчета рядовых силикатных анализов факторы приведения к Si даны в табл. 1. В следующей операции все приведенные к Si количества элементов делятся на число Si (равное количеству SiO<sub>2</sub> в вес.%) и таким образом получают коэффициенты всех элементов при Si = 1.

2. Атомный состав силикатной фракции уточняется при наличии в анализе иных анионных компонентов, кроме Si. Из общей величины Ca вычитаются его количества, связанные в карбонате (=aCO<sub>2</sub>) и апатите (равном 1,67 P), из Fe - железо пирита (равное 0,5 S).

3. Базисилициевый модуль (B/Si) определяется простым суммированием коэффициентов катионов силикатной фракции.

4. Сокращенная формула породы ( $B_nSi_m$ ) отвечает базисилициево-

Компоненты	Обобщенно-нормативный состав.				
	метасиликатные фракции		с нормативным полевым шпатом		
Na,K	0,1057(1/9)	0,3190 } $B_t =$ 0,6454 } ~ 1/3 } ~ 2/3 }	$B_{mt} =$ 0,6380 } ~ 1/3 }	$B_{fsp} =$ 0,5425 } ~ 5/9 }	or $10^{ab}_{39}an_{51}$ $pl_{59}$
Ca	0,2133(2/9)				
Al	0,3264				
$\Delta B_t$		$Al_i = 0,0074$		$0,1029(Ca_t)$ ~ 1/9	$B_{t-i} =$ = 0,5134
Fe*	0,2247	$B_i = 0,4105$	$B_{t-i} =$ 0,4174	$B_i =$ = 0,4105	
Mg	0,1858				
B	1,0559		$B_{mi} =$ 0,3620 ~ 1/3	$B_{pxn} = 0,4621 \sim 4/5$ $\Delta B = 0,0513$	
$\Delta B$	0,0559				
$mt$	$(Na,K)_{1/9}Ca_{2/9}Al_{3/9}Si_{6/9}$			$fsp \ afs \ (Na,K)_{1/9}Al_{1/9}Si_{3/9} \ (afs)$	
2/3	$\frac{2/3}{2/3} \quad \frac{2/3}{2/3}$			$5/9 \ Ca_{1/9} \ Al_{2/9} \ Si_{2/9} \ (an)$ $\frac{5/9}{5/9} \quad \frac{5/9}{5/9}$	
$mi$	$(Mg_{1/6}Fe^*_{1/6})_{1/3}Si_{1/3}$			$pxn \ (Mg,Fe^*)_{3/9}Ca_{1/9}Si_{4/9}$ 4/9	
1/3					
$\Sigma$	$(Mg_{1/6}Fe^*_{1/6})_{1/3}Al_{1/3}[Ca_{2/9} \ (Na,K)_{1/9}]_{1/3}Si_{1,0}$			$\Sigma \ (MgFe^*)_{1/3}Al_{1/3}[Ca_{2/9} \ (Na,K)_{1/9}]_{1/3}Si_{1,0}$	

Нормативный состав CIPW (вес. %):

$qz \ 3,5; or \ 5,0; ab \ 18,9; an \ 25,9; wo \ 10,3; en \ 5,8; fs \ 4,1$   
 $di$

$en \ 10,0; fs \ 7,1; mg^* \ 4,2; il \ 3,8; ap \ 0,5$   
 $hy$

му модулю, выраженному в наиболее близком простом кратном отношении В и Si. Например, при  $B/Si = 0,67$  она будет  $B_2Si_3$ .

5. Полная формула породы включает также соотношение кислорода и OH, и несиликатные фракции, выписываемые за силикатной. Соотношения воды и кислорода определяются как обычно при расчете формул минералов по балансу суммы валентностей катионов и анионов. Полную формулу силикатной фракции можно выразить тремя способами: а) как развернутый базисилициевый модуль (при  $Si = 1$ ); б) как развернутую сокращенную формулу (при  $Si = m$ ) с соответствующим умножением на  $m$  коэффициентов всех элементов; в) в целочисленном виде с использованием в качестве единицы наименьшего (или любого желательного) катиона. Удобно принять последовательность приведения элементов в формуле в порядке изменения их ине-

тектосиликатности, а именно: Mg, Fe\* (или Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Ti, Mn), Ca, Al, Na, K. При этом можно выделять различные группы ( $\Sigma B_t$  и  $\Sigma B_i$  или иные), кратно соотносящиеся друг с другом.

### Обобщенно-нормативный состав

С выделением метасиликатных фракций последовательность пересчета несколько различна в зависимости от степени насыщенности тектосиликатными катионами. В обычном случае при  $Si > B_t$  вначале рассчитывается метатектосиликат, а затем инефракция. При общем избытке Si все катионы, не связанные в метатектосиликате, входят в метанесиликат, а при наличии  $\Delta B$  наиболее вероятно присутствие оливина, окислов или промежуточных инефаз. Во втором случае при  $B_t > Si$ , т.е. для щелочных пород, когда возникает дополнительная неопределенность, связанная с невозможностью оценки количества тектосиликатных катионов, переходящего в инефракцию, метанесиликатный компонент приходится ограничивать только собственно катионами  $B_i$  и долю катионов метатектосиликата определять по разности  $1 - B_i$ , т.е. здесь пересчет поневоле предельно упрощается.

У пород с базисилициевым модулем  $B_1Si_1$  нормативные составы с метасиликатными фракциями естественно будут идеально насыщенными, тогда как при традиционном пересчете на полевошпатовые миналы при большой относительной доле  $an$  или  $or + ab$  в них появляется соответственно или нормативный кварц, или избыток катионов. В лейкократовых кварц-полевошпатовых породах пересчет с выделением метатектосиликата заметно завышает величину  $\Delta Si$  (до 0,23 Si в пералкалиновых гранитах) по сравнению с традиционным. В таких случаях полевошпатовый нормативный состав относительно близок к модальному. Выделение полевошпатовых норм иногда также подчеркивает частные особенности химизма лейкократовых пород. Поэтому, несмотря на усложнение пересчета, для значительного диапазона насыщенных и пересыщенных Si составов вероятно целесообразно выделять обе нормативные тектосиликатные фракции —  $B_{mt}$  и  $B_f$  (по сумме катионов  $or, ab, an$ ). Практика должна показать насколько полезно подобное усложнение, прежде всего отдающее дань традиции. Следует еще раз подчеркнуть, что в любом случае нормы отображают химизм, а не модальный минеральный состав, и, следовательно, для общих сопоставлений выигрышнее система  $\Delta B - B_{mi} - B_{mt} - \Delta Si$ , не только в связи с ее простотой и симметричностью (равноценностью миналов), но и по существу как четко отображающая главные соотношения химизма магматических расплавов (степень их насыщенности всеми катионами в наипростейших соотношениях).

Расчет удобно производить с использованием формуляра, приведенного на рис. 2, где схематически показаны и последовательности пересчета в зависимости от соотношений катионов.

## Определение метасиликатных фракций

Вариант I.  $Si > B_t$  (с  $\Delta Si$  при  $Si > B$  и  $\Delta B$  при  $B > Si$ )

1. Сумма тектосиликатных катионов:  $B_t = (Na, K) + Al + Ca$ .
2. Сумма собственно инесиликатных катионов:  $B_i = Mg + Fe^*$   
( $= Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn + Ti$ ).

3. Сумма катионов:  $B = B_t + B_i$ .

4. Избыток катионов или кремния:  $\Delta B = B - 1$  или  $\Delta Si = 1 - B$ .

5-6. Сумма катионов метатектосиликата ( $B_{mt}$ ) и избыток тектосиликатных катионов, переходящий в инефракцию ( $\Delta B_t$ ). Расчет производится по той же схеме как и при определении нормативного полевого шпата, но оба минала (щелочной и кальциевый) принимаются метасиликатными -  $(Na, K)AlSi_2$  и  $CaAlSi_2$ . Возможны три случая:

а)  $(Na, K) + Ca > Al: B_{mt} = 2Al$ ,

а)  $\Delta B_t = Ca_i = B - B_{mt}$ ,

б)  $(Na, K) + Ca < Al: B_{mt} = 2(Na, K) + 2Ca$ ,

б)  $\Delta B_t = Al_i = B - B_{mt}$ ,

в)  $(Na, K) > Al: B_{mt} = 2Al$ .

в)  $\Delta B_t = Ca + Na_i = Ca + [(Na, K) - Al]$ .

7. Сумма инесиликатных катионов (включая избыточные тектосиликатные):  $B_{t-i} = B_i + \Delta B_t$ .

8. Сумма катионов метаинесиликата ( $B_{mi}$ ). Возможны два случая:

а) при  $Si > B$  все инесиликатные катионы обеспечены  $Si$  и тогда  $B_{mi} = B_{t-i}$ ;

б) при  $B > Si$  в метаинесиликате связаны лишь катионы, обеспеченные  $Si$ , оставшимися от метатектосиликата  $B_{mi} = 1 - B_{mt}$ . Три величины -  $B_{mt}$ ,  $B_{mi}$  и  $\Delta B$  (или  $\Delta Si$ ), выраженные в процентах к их сумме, определяют фигуративную точку анализа на треугольной диаграмме обобщенно-нормативного состава.

Вариант II.  $B_t > Si$ . Первые четыре операции осуществляются как в варианте I, а затем:

5.  $B_{mt} = 1 - B_i$  (при этом  $B_i = B_{mi}$ ).

Пересчет с нормативным полевым шпатом (*fsp*)

Вариант IA.  $Si > B_t > B_i$ . Операции 1, 2, 3, осуществляются как в I.

4-5. Сумма катионов нормативного полевого шпата ( $B_f$ ) и избыток тектосиликатных катионов, переходящий в инефракцию ( $\Delta B_t$ ). Используются правильные миналы  $(Na, K)AlSi_3$  и  $CaAl_2Si_2$ . Возможны три случая:

а)  $(Na, K) + 2Ca > Al: B_f = 2(Na, K) + 1,5(Al - Na, K) = 0,5Na, K + 1,5Al$ ; а)  $\Delta B_f = Ca_i = Ca - 0,5(Al - Na, K)$ .

б)  $(Na, K) + 2Ca < Al: B_f = 2(Na, K) + 3Ca$ ; б)  $\Delta B_f = Al_i = Al - (Na, K + 2Ca)$ .

в)  $(Na, K) > Al: B_f = 2Al$ ; в)  $\Delta B_f = \frac{Na_i}{Na_i} + \frac{Ca_i}{Ca_i}$ .

6. Сумма катионов инефракции (включая избыточные тектосиликатные) в тех же трех случаях как в 4-5:

а)  $B_{t-i} = B_i + Ca_i$ ; б)  $B_{t-i} = B_i + Al_i$ ; в)  $B_{t-i} = B_i + Na_i + Ca$ .

В дальнейшем пересчет различен при  $Si > B$  и  $B > Si$ .

7. Сумма катионов метаинесиликата (пироксена),

$Si > B$ : во всех трех случаях  $B_{pxn} = B_{t-i}$ ,



Элементы и общие группы	Метасиликатные фракции		
	I B Si > B <sub>t</sub>		
	Na, K + Ca > Al	Na, K + Ca < Al	Na, K > Al
Na, K Al Ca	$\left. \begin{array}{l} \text{Na, K} \\ \text{Al} \\ \text{Al} - \text{Na, K} \end{array} \right\} \textcircled{5} B_{mt} = 2Al$	$\left. \begin{array}{l} \text{Na, K} \\ \text{Na, K} + \text{Ca} \\ \text{Ca} \end{array} \right\} \textcircled{5} B_{mt} = 2Na, K + Ca$	$\left. \begin{array}{l} \text{Al} \\ \text{Al} \end{array} \right\} \textcircled{5} B_{mt} = 2Al$
$\Delta B_t - B_{mt} (-B_{fsp})$	$\textcircled{6} Ca_i = Na, K + Ca - Al$	$\textcircled{6} Al_i = Al - (Na, K + Ca)$	$\textcircled{6} Na_i = Na, K - Al$ $Ca_i = Ca$
$\left. \begin{array}{l} Fe^* \\ Mg \end{array} \right\} \textcircled{2} B_i$	$\left. \begin{array}{l} \dots\dots\dots B_i \end{array} \right\} \textcircled{7} B_{t-i}$	$\left. \begin{array}{l} \dots\dots\dots B_i \end{array} \right\} \textcircled{7} B_{t-i}$	$\left. \begin{array}{l} \dots\dots\dots B_i \end{array} \right\} \textcircled{7} B_{t-i}$
$\textcircled{3} B_{t} + B_i$			
<i>При Si &gt; B</i>	$\textcircled{4} \Delta Si = 1 - B$	$\textcircled{8} B_{mi} = B_{t-i}$	
<i>При B &gt; Si</i>	$\textcircled{4} \Delta B = B - 1$	$\textcircled{8} B_{mi} = 1 - B_{mt}$	

Рис. 2. Схемы пересчета обобщенно-нормативного состава с выделением метасиликатных фракций и нормативного полевого шпата при различных соотношениях катионов (символы см. текст)

Нормативные полевой шпат ( $f_{sp}$ )  
и пироксен ( $p_{xn}$ )

II Б $B_t > S_i$	I Ба $S_i > B_t > B_i$		
	$Na, K + 2Ca > Al$	$Na, K + 2Ca < Al$	$Na, K > Al$
$\left. \begin{array}{l} \textcircled{5} B_{mt} = \\ = 1 - B_i \end{array} \right\}$	$\left. \begin{array}{l} Na, K \\ Al \\ \frac{Al - Na, K}{2} \end{array} \right\} \textcircled{4} B_{fsp} = \\ = 0,5 Na, K \\ + 1,5 Al$	$\left. \begin{array}{l} Na, K \\ Na, K + 2Ca \\ Ca \end{array} \right\} \textcircled{4} B_{fsp} = \\ = 2Na, K \\ + 3Ca$	$\left. \begin{array}{l} Al \\ Al \\ - \end{array} \right\} \textcircled{4} B_{fsp} = 2Al$
<del>X</del>	$\left. \begin{array}{l} \textcircled{5} Ca = Ca - \\ - \frac{Al - Na, K}{2} \end{array} \right\} \textcircled{6} B_{t-i}$	$\left. \begin{array}{l} \textcircled{5} Al_i = Al - \\ - (Na, K - 2Ca) \end{array} \right\} \textcircled{6} B_{t-i}$	$\left. \begin{array}{l} \textcircled{5} Na = Na, K - Al \\ Ca_i = Ca \end{array} \right\} \textcircled{6} B_{t-i}$
$\left. \begin{array}{l} B_i = B_{mi} \\ \dots \dots B_i \end{array} \right\}$	$\left. \begin{array}{l} \dots \dots B_i \end{array} \right\}$	$\left. \begin{array}{l} \dots \dots B_i \end{array} \right\}$	$\left. \begin{array}{l} \dots \dots B_i \end{array} \right\}$
<del>X</del>	$\textcircled{7} B_{pxn} = B_{t-i}$		
<del>X</del>	$\left. \begin{array}{l} \textcircled{8} \Delta Si = 1 - \\ - (B_{pxn} + 2Na, K + Al) \end{array} \right\}$	$\left. \begin{array}{l} \textcircled{8} \Delta Si = 1 - \\ - (B_{pxn} + 3Na, K + Al) \end{array} \right\}$	$\left. \begin{array}{l} \textcircled{8} \Delta Si = 1 - \\ - (B_{pxn} + 3Al) \end{array} \right\}$
$\textcircled{4} \Delta B = B - 1$	$\left. \begin{array}{l} \textcircled{7} B_{pxn} = 1 - 2Na, K - Al \\ \textcircled{8} \Delta B = B - 1 + \\ + Na, K - Ca \end{array} \right\}$	$\left. \begin{array}{l} \textcircled{7} B_{pxn} = 1 - 3Na, K - 2Ca \\ \textcircled{8} \Delta B = B - 1 + \\ + Na, K - Ca \end{array} \right\}$	$\left. \begin{array}{l} \textcircled{7} B_{pxn} = 1 - 3Al \\ \textcircled{8} \Delta B = B - 1 + Al \end{array} \right\}$

- $B > Si$   $B_{pxn} = Si_{pxn} = 1 - Si_f$ : а)  $B_{pxn} = 1 - (3Na, K + Al - Na, K) = 1 - 2NaK - Al$ ;  
 б)  $B_{pxn} = 1 - 3NaK - 2Ca$ ; в)  $B_{pxn} = 1 - 3Al$ .
- 8) Избыток кремния ( $\Delta Si$ ) или катионов ( $\Delta B$ ) в тех же случаях:  
 $Si > B$  ( $\Delta Si = 1 - [Si_{pxn} (= B_{pxn}) + Si_f]$ ): а)  $\Delta Si = 1 - (B_{pxn} (= B_{t-i}) + 3NaK + Al - Na, K) = 1 - B_{pxn} - 2Na, K + Al$ ; б)  $\Delta Si = 1 - (B_{pxn} + 3Na, K + 2Ca)$ ; в)  $\Delta Si = 1 - (B_{pxn} + 3Al)$
- $B > Si$  [ $\Delta B = B - (B_f + B_{pxn})$ ]: а)  $\Delta B = B - (0,5Na, K + 1,5Al + 1 - 2Na, K - Al) = B - 1 + 1,5Na, K - Al$ ; б)  $\Delta B = B - (2Na, K + 3Ca + 1 - 3Na, K - 2Ca) = B - 1 + Na, K - Ca$ ; в)  $\Delta B = B - (2Al + 1 - 3Al) = B - 1 + Al$ .

### Дополнительные атомные отношения катионов

Дополнительные атомные отношения катионов могут иллюстрироваться парными соотношениями отдельных элементов или любых их комбинаций, а также треугольными диаграммами для любых отдельных элементов или всех катионов в целесообразных трех комбинациях (например  $MgFe^* - Al - Ca, Na, K$ ;  $MgFe^* - Ca - AlNaK$ ;  $MgFe^* - CaAl - NaK$ ). Возможно построение двух треугольных диаграмм для  $B_i$  и  $B_t$ , а для существенно полевошпатовых пересыщенных  $Si$  пород - диаграмм состава нормативного полевого шпата  $KNaCa$ ; в этом случае естественно указывать и нормативный состав плагиоклаза, играющий важную роль во многих классификациях.

### ТОЛЕИТОВЫЙ БАЗАЛТ - ПРИМЕР СТЕХИОМЕТРИЧЕСКОГО ПЕРЕСЧЕТА

В качестве примера пересчета целесообразно рассмотреть толеитовый базальт, как наиболее типичную массовую вулканическую породу. В табл. 1 приведен средний его состав, по С.Р. Нокколдсу [40], и результаты пересчета по предлагаемой системе и по системе CIPW. Во второй колонке даны факторы приведения к  $Si$ , в третьей - атомные количества элементов, приведенные к  $Si$ , а в четвертой - коэффициенты при  $Si = 1$ , т.е. с принятием единицы  $Si$  в качестве общего делителя. Далее приводятся валентности катионов, необходимые для определения сбалансированной по ОН и кислороду формулы. Как можно видеть, сумма коэффициентов оснований превышает  $Si$  всего на 5,0%. Следовательно, валовый состав толеитового базальта очень близок к метасиликатному. При этом явно видно излишнее выделение окислов в нормах CIPW ( $mgt$  4,2;  $il$  3,8%), обусловившее и появление кварца (3,5%). Уже с самого начала пересчета становится ясной ошибочность распространенного мнения о слабой пересыщенности толеитового базальта кремнеземом (он скорее слегка недосыщен  $Si$ ). Вероятно действительно в выборке присутствовали образцы с небольшой примесью окисных фаз, тогда как силикатная фракция идеально отвечает метасиликатному отношению. При пересчете на обобщенно-нормативный состав четко выступают простейшие отношения групп катионов, которые хорошо укладываются как в соотношения метасиликатных фракций, так и в минал полевого шпата:  $B_{mi}, Al$  и  $(Ca, Na, K)$  составляют почти равные третьи доли  $Si$ . При-

мечательно, что при пересчете на метатектосиликатную фракцию избыток  $Al_i$  оказался пренебрежимо малым (0,7%). Это наводит на мысль о закономерном соотношении текто- и ине- метасиликатных фракций 2:1. Однако и с выделением полевошпатовой нормы соотношения остаются достаточно простыми 5:4. При этом полевой шпат практически имеет метасиликатное соотношение, свойственное лабрадору ( $Pl_{50}$ ), но в данном случае оно выдерживается лишь с учетом калишпатового минала. В связи с этим становится понятной анхиметасиликатная природа базитов вообще, ибо два их главных минерала - пироксен и лабрадор - суть метасиликаты, а следовательно, отношение  $B/Si = 1$  будет выдерживаться при любых их пропорциях. По наименьшей группировке  $Na,K = 1/9$  легко выводятся с небольшими округлениями стехиометрические формулы как обобщенных норм, так и валового состава, в которых, помимо апатита, можно в данном случае довольно уверенно выделить избыток  $\Delta B$  в виде окисных фаз. Примечательно, что в целочисленной (по группам) формуле при  $Si_3$ , сумма кислорода и гидроксидов также становится близкой к целочисленной. Незначительное преобладание (4,25%) нормы полевого шпата по сравнению с соотношениями с пироксеном 1:1 соизмеримо с избытком  $\Delta B$  (5,13%). Это позволяет полагать, что окисные минералы имеют приповерхностное происхождение и в изначальном состоянии толеитовый расплав, возможно, обладает наипростейшим соотношением текто- и инефракций 1:1. Например, оставив только десятые доли коэффициентов, что составляет округления в единицах процентов, получим:  $fsp (Na,K)_{0,1} Ca_{0,1} Al_{0,3}$ , т.е.  $B_f = 0,5$  и  $pxn B_i 0,4 Ca_{0,1}$ , т.е.  $B_{pxn}$  тоже равно 0,5. В этом случае, правда, несколько ухудшается отношение метасиликатных фракций  $mt (Na,K)_{0,1} Ca_{0,2} Al_{0,3}$ , т.е.  $B_{mt} = 0,6$ , и  $B_{mi} = 0,4$ , которые соотносятся как 3:2, тогда как в реальном составе это соотношение ближе к более простому 2:1.

Окончательное решение вопроса об идеальной стехиометрии толеитового базальта, очевидно, дело будущего (возможно, их несколько например, -  $mt : mi$  2:1 и 3:2). Несомненно, однако, уже и сейчас, что толеит обладает замечательной стехиометричностью - это метасиликат с равными долями собственно инесиликатных и тектосиликатных оснований ( $Ca, Na, K$ ) и алюминия.

#### ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТЕХИОМЕТРИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ МАГМАТИТОВ

Для уяснения стехиометрии магматитов в целом естественно обратиться вслед за толеитовым базальтом к другим вулканитам, непосредственно фиксирующим в своем составе характер расплавов, в связи с отсутствием заметной кристаллизационной дифференциации в период консолидации. Рассмотрим его в принятом порядке - базисилициевый модуль, нормативные фракции, соотношения катионов.

Пределы и уровни дискретности базисилициевого модуля. В табл. 2 приведены средние составы и пересчеты главных вулканитов, на рис. 3 графически отображены вариации в них  $B/Si$ , которые на рис. 4

Таблица 2

Стехиометрические пересчеты вулканитов общего диапазона кремнезе

Компоненты	Кимберлит		Оливиновый нефелинит	
	вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si
SiO <sub>2</sub>	34,73	(1,0000)	40,56	(1,0000)
TiO <sub>2</sub>	1,62	0,0350	2,90	0,0538
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,88	0,0980	11,08	0,3221
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,10	0,1320	4,79	0,0889
FeO	3,13	0,0750	7,64	0,1575
MnO	-	-	0,22	0,0046
MgO	31,41	1,3480	13,54	0,4974
CaO	5,79	0,1780	12,92	(0,3412)
				0,0270
(CaO)	-	-	-	0,3142
Na <sub>2</sub> O	0,33	0,0184	3,15	0,0991
K <sub>2</sub> O	1,17	0,0430	1,34	0,0641
Σ aB/Si		1,9274		1,6017
~B <sub>s</sub>	2,0	(-Δ 3,6%)	1,66	(+Δ 1,99%)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0,75	0,0162
H <sub>2</sub> O	9,20	1,786	1,10	0,1809
Формулы		B <sub>2</sub> Si <sub>1</sub>		B <sub>5</sub> Si <sub>3</sub>

Примечание. Кимберлит - среднее по Р.Дели; оливиновый нефелинит - среднее из 25 ан.; коматит - среднее из 3 ан. Бабертон, ЮАР, по А.Е.Рингвуду; нефелиновый тефрит, по А.Е.Рингвуду [44], оливиновый базальт типичный анализ, по А.Е. Рингвуду. Андезит - среднее, по Р.Дели; дацит (дациты и дацитовые обсидианы) - среднее из 32 ан., по С.Р. Нокколдсу, кварце-

Таблица 2 (окончание)

Компоненты	Андезит		Дацит	
	вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si
SiO <sub>2</sub>	59,59	(1,0000)	62,68	(1,0000)
TiO <sub>2</sub>	0,77	0,0097	0,57	0,0068
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,31	0,3425	17,07	0,3211
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,33	0,0421	2,31	0,0278
FeO	3,13	0,0440	3,01	0,0401
MnO	0,18	0,0026	0,12	0,0016
MgO	2,75	0,0688	2,44	0,0580
CaO	5,80	(0,1042)	6,14	(0,1049)
		0,0062		0,0037
(CaO)	-	0,0980	-	0,1012
Na <sub>2</sub> O	3,53	0,1149	3,82	0,1182
K <sub>2</sub> O	2,04	0,0437	1,21	0,0246
Σ aB/Si		0,7663		0,6994
~B <sub>s</sub>	0,75	(+Δ 2,17%)	0,71	(-Δ 2,08%)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,0037	0,16	0,0022
H <sub>2</sub> O	1,26	0,1411	0,46	0,0490
Формулы		B <sub>3</sub> Si <sub>4</sub>		B <sub>5</sub> Si <sub>7</sub>

мистости

	Коматит		Нефелиновый тефрит		Оливиновый базальт	
	вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si
	46,6	(1,0000)	44,82	(1,0000)	47,0	(1,0000)
	0,3	0,0050	2,65	0,0445	2,0	0,0320
	3,0	0,0760	15,42	0,4056	13,1	0,3290
	1,0	0,0380	4,28	0,0719	1,0	0,0160
	9,6	0,1720	6,61	0,1233	10,1	0,1800
	0,2	0,0040	0,16	0,0030	0,2	0,0040
	34,2	1,0940	7,27	0,2417	14,6	0,4630
	4,8	(0,1100)	10,32	(0,2466)	10,2	(0,2320)
				0,0110		0,0070
				0,2356		0,2250
	0,15	0,0062	5,30	0,2293	1,7	0,0701
	0,03	0,0008	1,26	0,0359	0,1	0,0027
		1,5060		1,3908		1,3288
	1,50	(+Δ 0,4%)	1,40	(-Δ 0,66%)	1,33	(-Δ 0,09%)
	-	-	0,35	0,0066	0,2	0,0004
	-	-	1,56	0,2322	-	-
		B <sub>3</sub> Si <sub>2</sub>		B <sub>7</sub> Si <sub>5</sub>		B <sub>4</sub> Si <sub>3</sub>

вый латит - среднее, по Р.Дели; риодацит (риодациты и риодацитовые обсидианы) - среднее из 115 ан., по С.Р.Нокколдсу, риолит (риолиты и риолитовые обсидианы) - среднее из 80 ан., по С.Р.Нокколдсу. B<sub>s</sub> - сумма катионов силикатной фракции, за вычетом CaO, связанной в апатите, в скобках за округленной величиной B<sub>s</sub> приводится отклонение от этой величины фактической суммы силикатных катионов.

	Кварцевый латит		Риодацит		Риолит	
	вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si
	62,43	(1,0000)	66,27	(1,0000)	71,10	(1,0000)
	0,85	0,0102	0,66	0,0075	0,37	0,0039
	16,15	0,3050	15,39	0,2738	14,15	0,2346
	4,04	0,0487	2,14	0,0243	1,56	0,0165
	1,20	0,0161	2,23	0,0281	1,33	0,0156
	0,09	0,0012	0,07	0,0009	0,05	0,0006
	1,74	0,0415	1,57	0,0353	0,55	0,0115
	4,24	(0,0727)	3,68	(0,0595)	1,87	(0,0282)
		0,0062		0,0037		0,0022
		0,0665		0,0558		0,0260
	3,34	0,1037	4,13	0,1208	3,47	0,0946
	3,75	0,0766	3,01	0,0580	4,73	0,0849
		0,6695		0,6045		0,4882
	0,66	(+Δ 0,43%)	0,60	(+Δ 0,75%)	0,50	(-Δ 2,36%)
	0,27	0,0037	0,17	0,0022	0,11	
	1,90	0,2030	0,68	0,0685	0,71	
		B <sub>2</sub> Si <sub>3</sub>		B <sub>3</sub> Si <sub>5</sub>		B <sub>1</sub> Si <sub>2</sub>

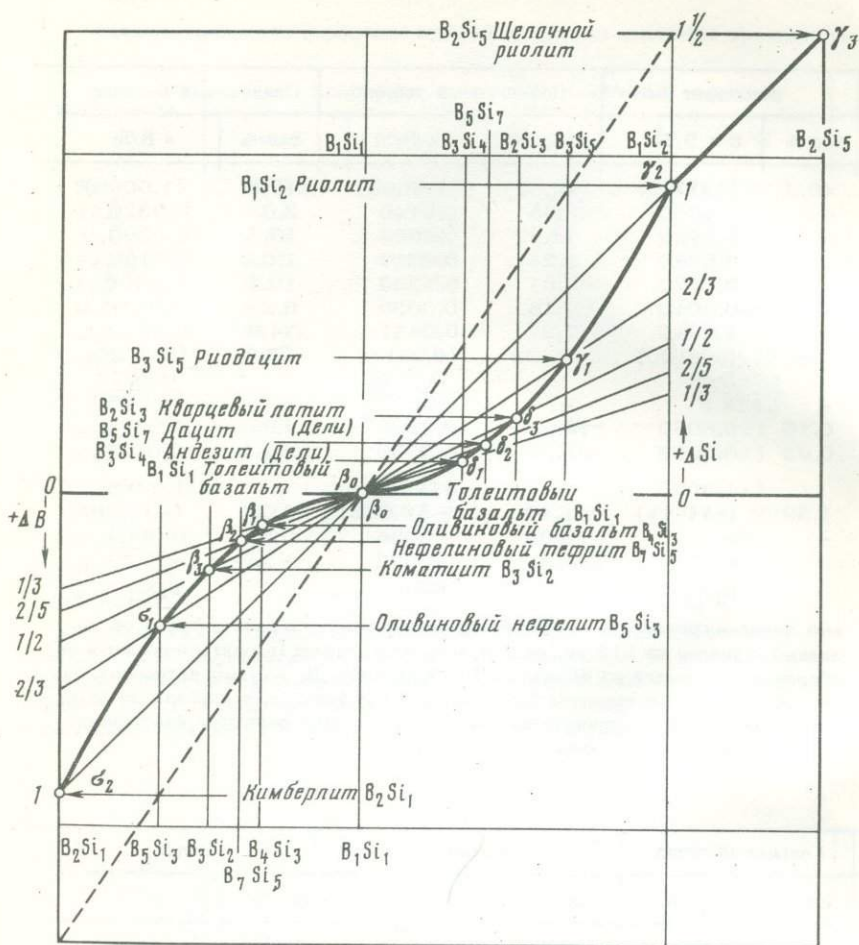


Рис. 3. Уровни дискретности главных типов вулканитов в соотношениях величин базиссилициевого модуля в виде валовой формулы  $B_n Si_m$ . Составы  $\sigma_1, \delta_1, \delta_3$  — по Р. Дели,  $\beta_3$  и  $\beta_2$  — по А.Е. Рингвуду, остальные — по СР. Нокколдсу [37] (см. табл. 1–2)

сопоставляются с весовым содержанием  $SiO_2$  в базитах-окситах и кривыми распределения составов в этом интервале кремнеземистости. На последнем графике видна почти прямолинейная зависимость  $B/Si$  от вес. %  $SiO_2$  и удовлетворительная корреляция величин  $B/Si$  средних составов пород и принятых [1] границ главных групп магматитов соответственно с максимумами и минимумами на кривых распределения. Некоторые смещения средних составов относительно максимумов, хорошо видные по кривым Левинсон-Лессинга, нуждаются в дальнейшей интерпретации со строгим применением матема-

тических методов, тогда как сам факт дискретности иллюстрируется достаточно убедительно.

Как можно видеть на рис. 3, по величине  $B/Si$  главные вулканы распадаются на две четкие группы, явно симметричные относительно толеитового базальта  $B_1Si_1$ . Базитовая их ветвь оканчивается ортосиликатным составом  $B_2Si_1$ , а окситовая, за редкими исключениями, — прямо обратным отношением  $B_1Si_2$ .

Среди плутонических магматитов более базитовые, чем с валовым ортосиликатным составом, породы, относятся к обогащенным окислами членам расслоенных серий, т.е. к продуктам кристаллизационной дифференциации. Так, в Скергаардском интрузиве, магнетит-авгит-плаггиоклазовый кумулат отвечает формуле  $B_{11}Si_3$  [27]. Окситовая ветвь вулкаников оканчивается несколько асимметрично щелочным риолитом ( $B_2Si_5$ ), однако можно полагать, что это вполне закономерная граница магматитов, поскольку нормативный состав породы отличается столь же четкой стехиометричностью как и у толеитового базальта. Среди нормальных вулканических пород более окситовые составы неизвестны; они встречаются только у плутолитов, продуктов кристаллизации пегматитовых расплавов. Средний состав плаггиоклаз-микроклиновых кварцзамещенных пегматитов р. Мамы [29] —  $B_1Si_3$  ( $B/Si = 0,329$ ; —  $\Delta 0,3\%$ ). Итак, пределы базисилициевого модуля нормальных магматических расплавов вполне определены и стехиометричны:  $B_2Si_1$  ( $B/Si=2$ )— $B_2Si_5$  ( $B/Si=0,4$ ).

Наметившиеся по стехиометрии главных вулкаников уровни  $B/Si$  явно не случайны. Ко многим из них относятся по несколько пород. Так, к уровню  $B/Si = 1,40$  ( $B_7Si_5$ ), помимо нефелиновых тефритов, относятся оливиновые базаниты, океаниты, лунные базальты, фельдшпатоидные трахибазальты; к уровню  $B/Si = 1,33$  ( $B_4Si_3$ ) — многочисленные оливиновые и щелочные базальты, выделяемые в отдельные петрографические виды (оливиновый толеит, глиноземистый оливиновый толеит, слабощелочной оливиновый толеит и др.). К одному уровню  $B_3Si_4$  с андезитами, по Р. Дели, относятся щелочные и пералкалиновые трахиты С.Р.Нокколдса и т.д. Вместе с тем намечаются дополнительные уровни (см. рис. 5), частота которых в общем возрастает по мере приближения к фундаментальному метасиликатному уровню. Видимо целесообразно принять, что начиная с величин  $B/Si$  1,055 (и 0,945), т.е. при  $\pm\Delta = 1/18$ , составы отвечают валовому метасиликатному. В этот интервал попадают многочисленные виды базальтов, андезит и латит, по С.Р. Нокколдсу, некоторые фонолиты и др.

Вероятно, многие породы с величинами  $B/Si$ , отличающимися от единицы на  $1/7$ — $1/6$ , анхиметасиликатные, что можно предполагать по аналогии с другими предельными составами. В общем, помимо главных уровней, приведенных на рис. 3, намечаются еще симметричные дополнительные с отклонениями от единицы, соответствующими следующим избыткам  $B$  или  $Si$ :  $1/18$ ,  $1/16$ ,  $1/14$ ,  $1/12$ ,  $1/9$ ,  $1/7$ ,  $1/5$ ,  $2/9$ ,  $1/4$ ,  $2/7$ ,  $3/7$ ,  $4/7$ ,  $3/5$ ,  $4/5$ , т.е. кратными наипростейшим долям  $1/7$ ,  $1/5$ ,  $1/3$ ,  $1/2$ . Дополнительные общие черты

% случаев

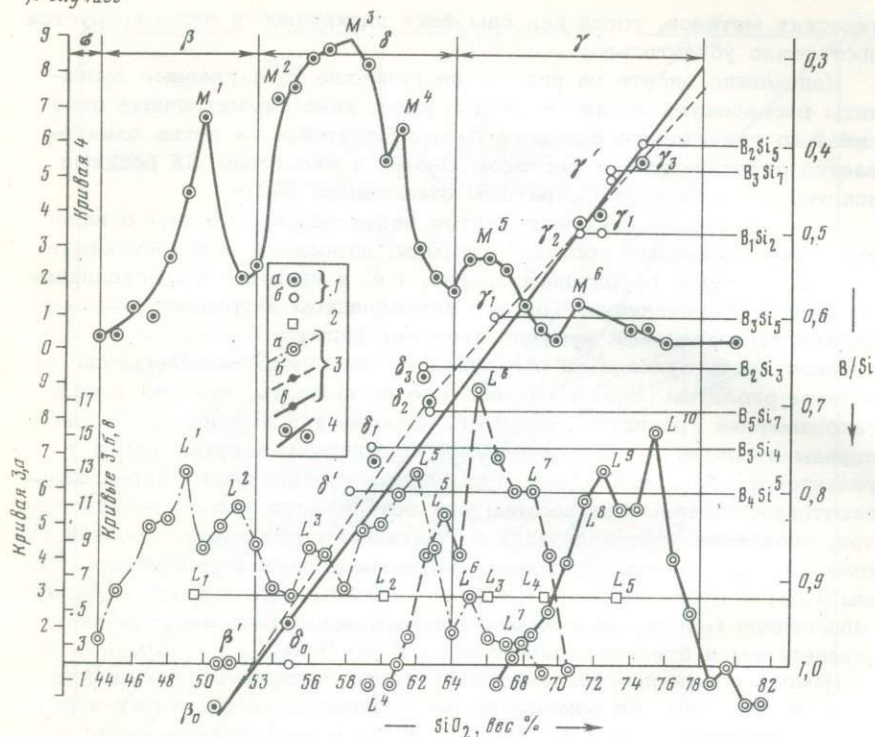


Рис. 4. Соотношения B/Si и вес.% SiO<sub>2</sub> в средних составах вулканитов окисной ветви и кривые распределения SiO<sub>2</sub> Ф.Ю. Левинсон-Лессинга [10] и Е.К. Мархинина [14]

Зависимость округленных B/Si составов, по С.Р.Нокколдсу, от вес.% SiO<sub>2</sub> почти прямолинейна и тяготеет к линии, соединяющей B/Si щелочного риолита с границей β-δ на метасиликатном уровне. Вероятная корреляция максимумов кривых и B/Si средних составов: L<sup>2</sup> ~ β<sub>0</sub> + β<sup>1</sup>, L<sup>3</sup> и M<sup>2</sup> ~ δ<sub>0</sub>, M<sup>3</sup> ~ δ<sup>1</sup>, L<sup>4</sup> и M<sup>4</sup> ~ δ<sub>1</sub>, L<sup>5</sup> ~ δ<sub>2</sub> и δ<sub>3</sub>, L<sup>6</sup> и M<sup>5</sup> ~ γ<sub>1</sub>, M<sup>6</sup> и L<sup>8</sup> ~ γ<sub>2</sub>, L<sup>9</sup> ~ γ<sub>1</sub> и γ<sub>4</sub>, L<sup>10</sup> ~ γ<sub>3</sub>. Видна разная номенклатура Левинсон-Лессинга и Нокколдса для близких средних составов: андезит-базальт (L<sup>3</sup>) - андезит (δ<sub>0</sub>), андезит (L<sub>2</sub>; L<sup>5</sup>) - дацит (δ<sub>2</sub>), дацит (L<sub>3</sub>; L<sup>6</sup>) - риодацит (γ<sub>1</sub>), липарито-дацит (L<sub>4</sub>; L<sup>9</sup>) - риолит (γ<sub>2</sub>), липарит (L<sub>5</sub>; L<sup>10</sup>) - щелочной риолит (γ<sub>3</sub>). Дациты Мархинина (M<sup>5</sup>) отвечают риодацитам (γ<sub>1</sub>) Нокколдса, а андезит-базальты (M<sup>2</sup>), - вероятно, андезитам (δ<sub>0</sub>). Принятые [1] границы гипербазитов (σ), базитов (β), мезитов (δ) и окситов (γ) удовлетворительно совпадают с минимумами кривых распределения.

1 - величины B/Si (a - фактические, б - округленные по ближайшей простой кратности) средних составов слева направо по Нокколдсу: β<sub>0</sub> - толеитовый базальт, β<sup>1</sup> - толеитовый андезит, δ<sub>0</sub> - андезит, δ<sub>2</sub> - дацит, γ<sub>1</sub> - риодацит, γ<sub>2</sub> - риолит, γ<sub>3</sub> - щелочной

стехиометрии выявляются в обобщенно-нормативных составах и соотношениях катионов.

Стехиометрические поля и серии магматитов достаточно наглядно обособляются на рис. 5,а (вкл.), сводной диаграмме обобщенно-нормативного состава вулканитов (104 средних). На диаграмме нанесены также составы нескольких плутонитов, в основном в пределах поля отсутствия вулканитов. Все фигуративные точки располагаются на регулярных линиях стехиометрической сетки, среди которых различаются базальные (уровни B/Si), радиальные (исходящие из вершин диаграммы), диагональные (радиальные к предельным составам). Две главнейшие стехиометрические линии исходят из вершины  $\Delta Si$  и опираются на симметричные точки  $2/3 \Delta B$ . Они разделяют три главные области составов. В правой располагаются распространенные породы — все окситы, мезиты, базиты, а также лейкократовые ультращелочные породы. По тяготению к вершине  $B_{mt}$  эту обширную ассоциацию можно назвать тектосиликатными магматитами. В симметричной левой области инесиликатных магматитов известны лишь редкие гипербазитовые вулканиты, родственные коматииту, меймечиту и кимберлиту, а также существенно пироксеновые плутониты. Промежуточную область некоторых гипербазитовых вулканитов, оливиновых и мелилитовых базальтов (также горнблендитов, троктолитов, щелочных перидотитов, мельтейгит-ийолитов) соответственно можно обозначить инетектосиликатными магматитами. Стехиометрические поля и серии особенно четко обособляются по радиальным секторам. В базитовом треугольнике главная масса составов лежит в секторе, открываемом из вершины  $B_{mt}$ , симметрично по отношению к ортоинесиликатному составу и четко обособляются известково-щелочные базальты, тяготеющие к точке идеального состава толеита. В треугольнике пересыщенных Si пород поля и серии окситов и андезитов определяются сочетаниями радиальных линий, исходящих из точек идеальных предельных составов толеита и щелочного риолита, а поля фонолитов и трахитов определяются радиальными линиями, исходящими из вер-

Окончание подписи

риолит,  $\gamma_4$  — пералкалиновый риолит;  $\delta^1$  — андезит Чейеса; по Дели:  $\delta_1$  — андезит,  $\delta_3$  — кварцевый латит,  $\gamma$  — риолит; ② — содержания  $SiO_2$ , вес.%, в средних составах Левинсон-Лессинга:  $L_1$  — базальт (49,5),  $L_2$  — андезит (60,03),  $L_3$  — дацит (66,0),  $L_4$  — липаритодацит (69,45),  $L_5$  — липарит (73,38); 3 — кривые распределения  $SiO_2$  в интервалах его содержаний (вес.%): а) 44–69 (865 анализов), б) 59–71 (107 анализов), в) 66–83 (235 анализов); значения максимумов и плечей кривых по автору:  $L^1$  и  $L^2$  — соответственно центральной и побочной базальтовые,  $L^3$  — андезито-базальты,  $L^4$ ?,  $L^5$  — андезиты,  $L^6$  — дациты,  $L^7$ ?,  $L^8$ ?,  $L^9$  — липарито-дациты,  $L^{10}$  — липариты; ④ — кривая распределения  $SiO_2$  в вулканитах Курил (374 анализа) Мархинина с максимумами по автору:  $M^1$  — базальты,  $M^2$  — андезито-базальты,  $M^3$  — андезиты,  $M^4$ ?,  $M^5$  — дациты,  $M^6$  — риолиты

шины  $V_{mt}$  и фундаментальных узлов на базальном метасиликатном уровне. В целом отчетливо проявляются стехиометрические пределы как магматитов вообще, особенно в области пересыщенных Si пород, так и вулканитов в пересыщенных В породах. В прилегающих к вершине  $V_{mi}$  частях треугольников состава магматиты или вообще отсутствуют или представлены только плутоническими пироксенитами, перидотитами (и, вероятно, норитами).

Соотношения катионов в тех же вулканитах иллюстрируются диаграммой  $MgFe^*-Al$  или  $Ca-NaK$  (Ca или Al) (см. рис. 5, б). Здесь прежде всего видно, что без участия кремния стехиометрические поля смыкаются, а частично (риолиты и трахитоиды, известково-щелочные и щелочные базальтоиды) совмещаются. Вместе с тем и гораздо больше точек отвечает двум и многим породам, т.е. разнообразие состава магматитов чрезвычайно резко определяется кремнием. Так же, как и на диаграмме обобщенно-нормативного состава проявляются общие стехиометрические границы (в частности, показательна зубчатая верхняя граница содержаний Al) и серии магматитов; четкие радиальные серии проявляются редко и лишь по линиям, исходящим из вершины  $MgFe^*$ , по отношению к которой лучше выражены и базальные серии. В меньшей мере последние проявлены по отношению к вершине Al. Таким образом, четкое стехиометрическое поведение Ca, за немногими исключениями, не проявляется, что объясняется "изоморфизмом" как с  $MgFe^*$ , так и NaK. Очень показательны пределы вариаций содержаний элементов в их сумме и их распределение. Доля  $MgFe^*$  колеблется от небольшой, но значимой ( $1/15$ ), до полного преобладания ( $6/7$ ), Al или присутствует в ничтожных ( $<1/18$ ) или значительных ( $>1/7$ ) количествах, при этом в 75% пород его доля более  $3/10$  и в 50% пород — более  $2/5$ , достигая  $1/2$ . Доля щелочей также достигает практически  $1/2$  (в пералкалиновых риолитах), но варьирует со слабым максимумом около  $1/9$  до незначимой. Самый узкий диапазон от "незначимых" ( $<1/18$ ) до  $1/4$  составляет содержание Ca.

Возможно, в интервале  $2/5-1/2$  Al вообще варьирует или в значительной мере непрерывно, или большая часть идеальных составов пород в этом случае имеет наипростейшую долю Al  $1/2$ .

Из рассмотрения двух диаграмм следует, что в стехиометрической системе магматитов можно выделять замкнутые стехиополя, линейные стехиосери и точки, в том числе совмещающие несколько пород — нормативные и катионные изостехиометриты.

### СТЕХИОМЕТРИЯ ГЛАВНЕЙШИХ ВУЛКАНИТОВ ОКСИТОВОЙ ВЕТВИ

В этом разделе сопоставляются главные породы окситовой ветви вулканитов. В таблицах приводятся коэффициенты катионов при  $Si = 1$  и доли обобщенных норм в системе  $\Delta B-pxn-fsp-\Delta Si$ , при этом в нормы включены связанные в пироксене и полевом шпате количества Si. Сдержания норм даются как в долях Si, так и в атомных процентах

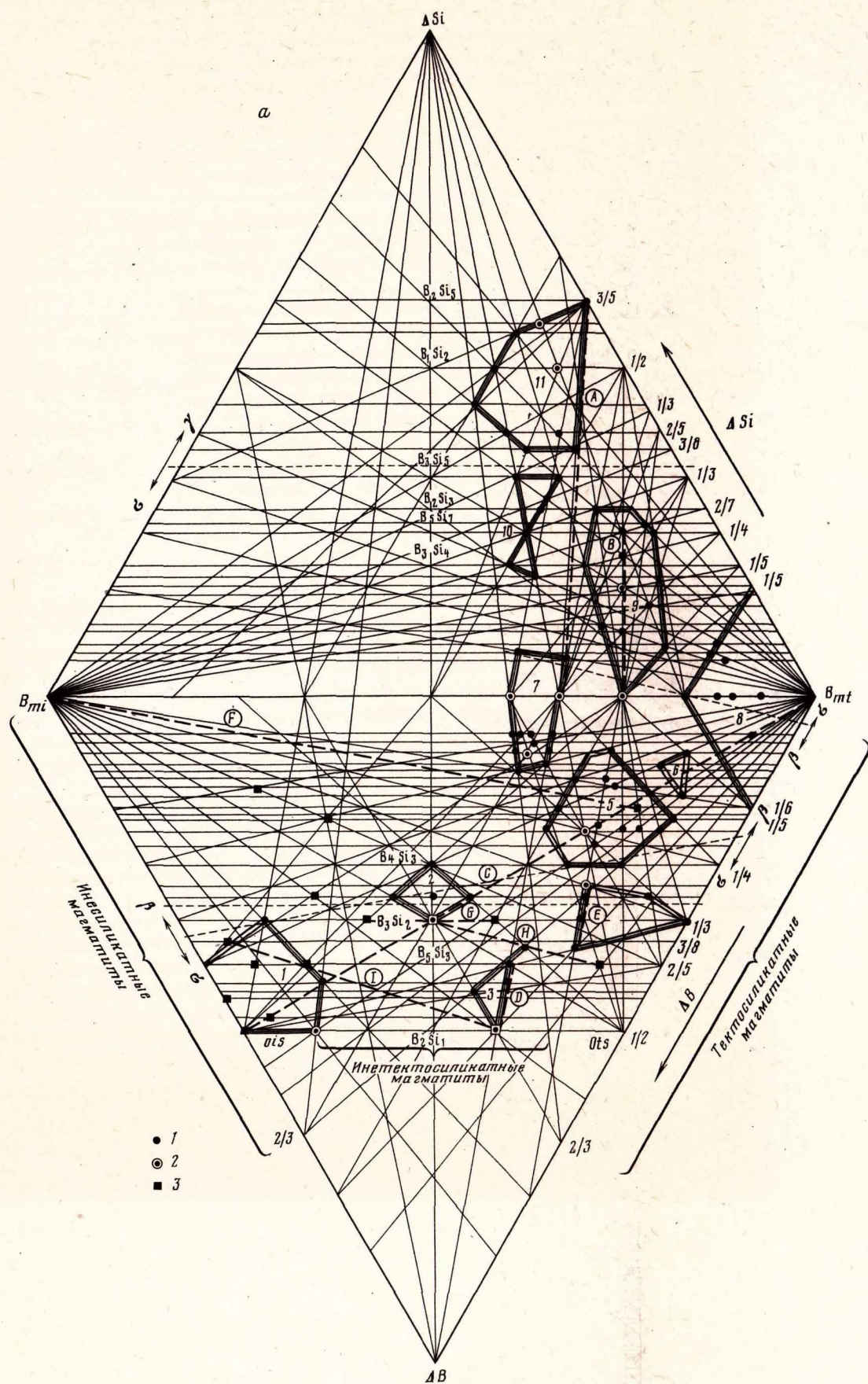
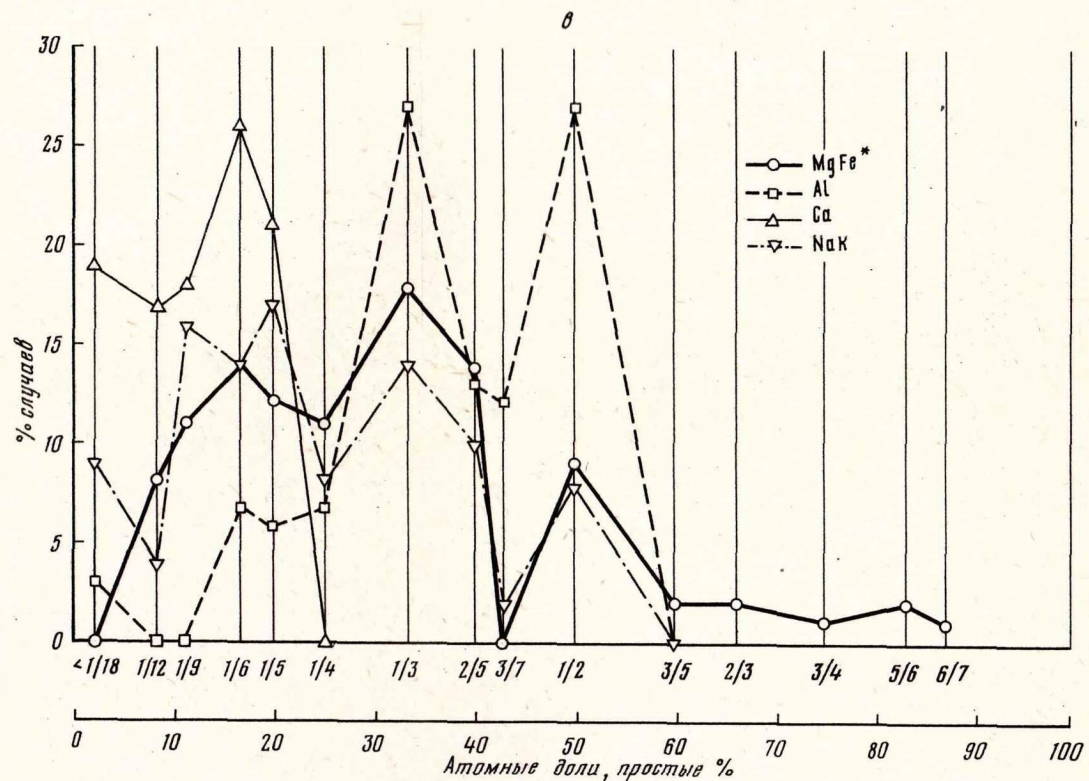
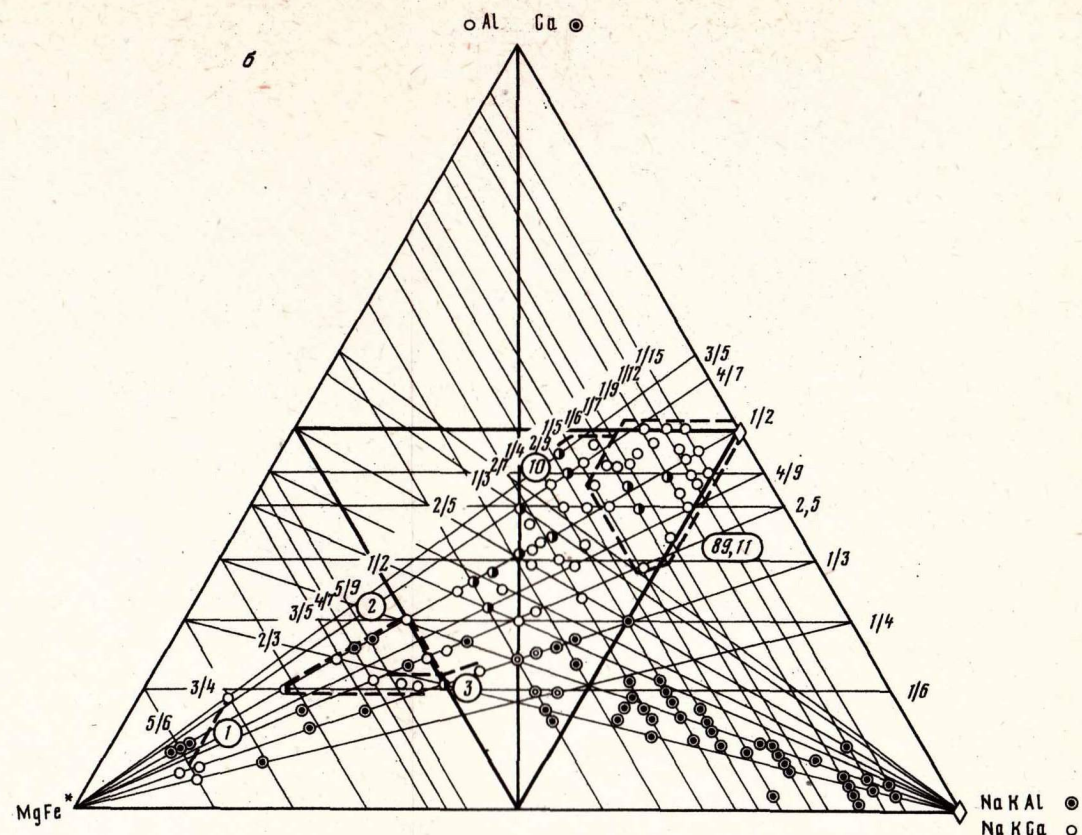


Рис. 5. Стехиометрическая система магматитов

а - обобщенно-нормативные составы магматитов в двоянной системе АВ (избыток катионов) -  $B_{mi}$  (мегаинесиликатные катионы) -  $B_{mt}$  (метатектосиликатные катионы) -  $\Delta Si$  (избыток против метасиликатного состава). Точки:  $ois$  - ортоинесиликатный состав ( $B_{i2}Si_1$ ) и  $ots$  - ортотектосиликатный состав  $B_{i2}Si_1$ . 1-2 - вулканы (104 средних состава; 2 - более одной породы), 3 - плутониты (нанесены единичные породы в поле отсутствия вулканитов). Двойными линиями на диаграмме ограничены стехиометрические поля вулканитов: 1 - инесиликатные гипербазальты, 2 - оливиновые базальты, 3 - мелилитовые базальты, 4 - нефелиниты и авгититы, 5 - щелочные базальтоиды, 6 - щелочные феолины, 7 - известково-щелочные базальты, 8 - феолины, 9 - трахитоиды, 10 - андезиты, 11 - риолиты и другие окситы.



б - атомные соотношения катионов в вулканитах (те же 104 средних состава) в системах  $MgFe^*-Al-NaKCa$  и  $MgFe^*-Ca-NaKAl$ . Двойные кружки - две и более породы. Каждой точке с крестиком, фиксирующей атомное содержание Al в общей сумме катионов на линии равного содержания  $MgFe^*$ , соответствует точка доли Ca. Пунктиром показаны стехиометрические серии и поля с тем же значением номеров как на рис. 5,а. Видно сближение и совмещение стехиометрических полей.

в - распределение атомных долей катионов в их сумме в средних составах вулканитов (те же 104 состава). Шаг шкалы долей частично укрупнен за счет присоединения к главным уровням второстепенных:  $<1/18$  принят как незначимый,  $1/12=1/15+1/14+1/12$ ,  $1/9=1/10+1/9+1/8$ ,  $1/6=1/7+2/15+1/6$ ,  $1/5=1/5+2/11+3/14+2/9$ ,  $1/3=3/10+5/16+1/3$ ,  $2/5=3/8+2/5$ ,  $1/2=4/9+1/2+5/11+5/9$ ,  $3/5=4/7+3/5$

К ст. П.П. Смолина

Таблица 9

Атомные отношения катионов в средних составах пород оксидной ветви  
плутонических магматитов (в долях к Si)

Порода	$\Delta B_i$	$\Sigma B_i$	Инесиликатные $B_i$			Тектосиликатные $B_i$		$\Sigma B_i$	$\Delta Si$	B/Si
			Mg	Fe, Mn, Ti	Ca	Al	Na, K			
Пироксенит (46)	1/7 (0,145)	6/7 (0,865) (Ca 0,219)	2/3 (0,625)	1/6 (0,166) 1 (1,043)	1/4 (0,252)	0,096 1/3 (0,370)	0,017	1/7 (0,145)	-	1,166 (-Δ 0,27%) B <sub>7</sub> Si <sub>6</sub>
Габбро (160)	1/6 (0,133)	1/3 (0,371) (Ca 0,085)	1/4 (0,248)	1/5 (0,201) 2/3 (0,687)	1/4 (0,238)	2/5 (0,411) 1 (1,073)	1/10 (0,106)	2/3 (0,670)	-	1,200 (+Δ 0,23%) B <sub>6</sub> Si <sub>5</sub>
Анортозит (по Дели)	1/13 (0,077)	0,012 (Ca 0,015)	0,037	0,037 1/3 (0,339)	1/4 (0,265)	2/3 (0,662) 1 (1,088)	1/6 (0,161)	1 (1,073)	-	1,166 (-Δ 0,71%) B <sub>7</sub> Si <sub>6</sub>
Норит (39)	1/14 (0,071)	2/5 (0,403) (Ca 0,040)	2/7 (0,275)	1/7 (0,147) 2/3 (0,635)	1/5 (0,201)	3/7 (0,414) 5/7 (0,707)	1/11 (0,092)	2/3 (0,667)	-	1,143 (-Δ 0,16%) B <sub>8</sub> Si <sub>7</sub>
Диорит (30)	1/9 (0,111)	1/3 (0,309) (Ca 0,057)	1/6 (0,176)	1/6 (0,187) 1/2 (0,527)	1/6 (0,164)	1/3 (0,373) 2/3 (0,696)	1/6 (0,159)	2/3 (0,639)	-	1,00 (+Δ 5,73%) B <sub>1</sub> Si <sub>1</sub>
Тоналит (58)	-	1/9 (0,112) (Ca 0,003)	0,044	0,068 1/6 (0,183)	0,071	2/7 (0,277) 1/2 (0,489)	1/7 (0,141)	1/2 (0,486)	1/3 (0,327)	0,600 (+Δ 0,03%) B <sub>3</sub> Si <sub>5</sub>
Гранодиорит	-	1/10 (0,099) (Al 0,010)	0,035	0,054 1/7 (0,142)	0,053	1/4 (0,276) 1/2 (0,489)	1/6 (0,160)	1/2 (0,479)	1/3 (0,315)	0,600 (-Δ 1,97%) B <sub>3</sub> Si <sub>5</sub>
Гранит (166)	-	0,067 Al (0,010)	0,017	0,040 0,083	0,026	1/4 (0,241) 3/7 (0,446)	1/6 (0,179)	3/7 (0,436)	1/3 (0,344)	0,500 (+Δ 0,42%) B <sub>1</sub> Si <sub>2</sub>
Щелочной гранит (48)	-	0,051 (Al 0,023)	0,005	0,023 0,036	0,008	1/5 (0,220) 2/5 (0,409)	1/5 (0,181)	2,5 (0,362)	2/5 (0,384)	0,400 (+Δ 0,12%) B <sub>2</sub> Si <sub>5</sub>
Пералкалиновый гранит (30)	-	0,091 (Ca 0,024)	0,004	0,053 1/16 (0,067)	0,010	1/5 (0,187) 2/5 (0,408)	1/5 (0,211)	2/5 (0,374)	1/3 (0,348)	0,500 (-Δ 7,26%) B <sub>1</sub> Si <sub>2</sub>

Таблица 9 (продолжение)

Обобщенный атомно-нормативный состав (в долях Si и породы)

Порода	B		Инесиликаты (Pxn)		Тектосиликаты (fsp)		qz	
	доли Si	доли породы, ат. %	доли Si	доли породы, ат. %	доли Si	доли породы, ат. %	доли Si	доли породы, ат. %
Пироксенит	1/7 (0,145)	1/15 (6,70) Fe <sub>95</sub> Ti <sub>5</sub>	7/4 (1,730)	4/5 (79,96) Mg <sub>72</sub> Fe <sub>3</sub> Ca <sub>25</sub>	2,5/9 (0,281)	1/8 (12,99) Pl <sub>66</sub> Ca <sub>60</sub> Na <sub>31</sub> K <sub>9</sub>	-	-
Габбро	1/6 (0,163)	1,13 (7,50) Fe <sub>87</sub> Ti <sub>13</sub>	3/4 (0,742)	1/3 (33,72) Mg <sub>67</sub> Fe <sub>10</sub> Ca <sub>23</sub>	5/4 (1,293)	3/5 (58,77) Pl <sub>64</sub> Ca <sub>59</sub> Na <sub>35</sub> K <sub>6</sub>	-	-
Анортозит	1/13 (0,077)	1/28 (3,57) Mg <sub>48</sub> (Fe, Mn, Ti) <sub>48</sub> Ca <sub>4</sub>	1/83 (0,012)	1/179 (0,56) Ca <sub>100</sub>	2 (2,057)	1 (95,34) Pl <sub>64</sub> Ca <sub>61</sub> Na <sub>35</sub> K <sub>4</sub>	-	-
Норит	1/14 (0,071)	1/30 (3,32) Fe <sub>82</sub> Ti <sub>18</sub>	4/5 (0,805)	1/3 (37,60) Mg <sub>68</sub> Fe <sub>22</sub> Ca <sub>10</sub>	5/4 (1,263)	3/5 (58,99) Pl <sub>68</sub> Ca <sub>64</sub> Na <sub>30</sub> K <sub>6</sub>	-	-
Диорит	1/9 (0,111)	1/18 (5,40) Fe <sub>80</sub> Ti <sub>20</sub>	3/5 (0,618)	3/10 (30,04) Mg <sub>57</sub> Fe <sub>25</sub> Ca <sub>18</sub>	4/3 (1,330)	2/3 (64,65) Pl <sub>46</sub> Ca <sub>40</sub> Na <sub>47</sub> K <sub>13</sub>	-	-
Тоналит	-	-	1/7 (0,228)	1/8 (13,48) Mg <sub>38</sub> Fe <sub>53</sub> Ti <sub>6</sub> Ca <sub>3</sub>	1 (1,045)	2/3 (65,23) Pl <sub>37</sub> Ca <sub>33</sub> Na <sub>54</sub> K <sub>13</sub>	1/3 (0,327)	1/5 (20,43)
Гранодиорит	-	-	1/5 (0,198)	1/16 (6,23) Mg <sub>35</sub> Fe <sub>48</sub> Ti <sub>6</sub> Al <sub>10</sub>	1 (1,065)	2/3 (67,05) Pl <sub>32</sub> Ca <sub>24</sub> Na <sub>50</sub> K <sub>26</sub>	1/3 (0,315)	1/5 (19,83)
Гранит	-	-	1/7 (0,134)	1/11 (8,92) Mg <sub>25</sub> Fe <sub>52</sub> Ti <sub>8</sub> Al <sub>15</sub>	1 (1,025)	2/3 (68,23) Pl <sub>23</sub> Ca <sub>13</sub> Na <sub>43</sub> K <sub>44</sub>	1/3 (0,344)	1/5 (22,90)
Щелочной гранит	-	-	1/20 (0,102)	1/14 (7,10) Mg <sub>10</sub> Fe <sub>41</sub> Ti <sub>4</sub> Al <sub>45</sub>	1 (0,945)	2/3 (65,78) Pl <sub>9</sub> Ca <sub>4</sub> Na <sub>49</sub> K <sub>47</sub>	2/5 (0,392)	2/7 (27,28)
Пералкалиновый гранит	-	-	1/6 (0,182)	1/8 (12,43) Mg <sub>5</sub> Fe <sub>55</sub> Ti <sub>3</sub> Ca <sub>11</sub> (Na, K) <sub>26</sub>	1 (0,935)	2/3 (63,87) Na <sub>61</sub> K <sub>39</sub>	1/3 (0,348)	1/4 (23,77)

породы. Эта более сложная, чем в изложенной выше методике пересчета, система принята с целью придания максимальной объективности обсуждаемым фактическим соотношениям.

Андезиты разные авторы принимают в различном объеме. Как можно видеть на рис. 4 и 5, советские исследователи вслед за Р. Дели и Ф.Ю. Левинсон-Лессингом относят к ним породы, располагающиеся в поле пересыщенных Si магматитов и в принятом [1] интервале кремнеземистости мезитов. Вместе с тем издавна существовала тенденция к выделению "истинных", т.е. бескварцевых андезитов, которой в последних сводках химизма магматитов отвечает средний состав Нокколдса [40], соответствующий, очевидно, андезито-базальтам Левинсон-Лессинга и других авторов. Вместе с тем выделенный С. Нокколдсом толеитовый андезит с идеальным метасиликатным B/Si располагается уже в базитовом интервале кремнеземистости. Заметим также, что и дацит Нокколдса попадает в мезитовый интервал кремнеземистости, тогда как у Р. Дели это - окситовый состав. Сопоставим стехиометрические характеристики средних составов андезитов (табл. 3), вычисленные разными авторами. Средние составы Р. Ле Метра [36] и Ф. Чейеса [33] выведены по огромному количеству анализов андезитов по авторам. Содержание SiO<sub>2</sub> в них составляло от 50 и менее до 70 вес. % и более, т.е. в эти выборки, помимо андезитов, фактически попали как базальтоиды, так и дациты. Судя по среднему составу, в выборках преобладают кварцсодержащие породы. Одинаковая доля нормативного кварца (1/6 Si) выявляется и при пересчете среднего состава андезитов Чейеса и Дели. В связи с преобладанием кварцсодержащих пород в выборке Ф. Чейеса [33], Ф. Хэтч и другие [28] предложили отказаться от выделения собственно андезитов - вулканических аналогов бескварцевых диоритов. Однако в выборках толеитовых андезитов и андезитов Нокколдса средний состав бескварцевый. По этому признаку и величинам B/Si, практически отвечающим единице, обе группы андезитов Нокколдса близки к толеитовому базальту, тогда как средние составы Дели, Чейеса и Ле Метра явно отличаются от него по величине базисилицевого модуля (0,75, 0,80, 0,82).

Толеитовый андезит отличается от базальта большей долей инесиликатных катионов (соответственно - 2/5 и 1/3) и Na и меньшей Al. Соответственно в нормативном составе плагиоклаз становится значительно кислее и появляется избыток B<sub>i</sub>, который, судя по модальному составу этих пород, образует окисные фазы. Таким образом, толеитовые андезиты по валовым соотношениям катионов отчасти выглядят даже более базитовыми, чем толеитовый базальт, так что в соответствии с традициями эту породу лучше относить к базальтоидам (чему противоречит лишь относительно кислый состав плагиоклаза).

Андезит Нокколдса так же, как и толеитовый базальт - идеально насыщенная порода по признаку отсутствия нормативного кварца и избытка B. Однако соотношение B/Si у него слегка меньше метасиликатного, вследствие повышенной доли Na и соответственно присутствия относительно кислого плагиоклаза. Вместе с тем и коли-

Таблица 3

Атомные соотношения катионов в средних составах мезитовых

Порода	Число анализов	Mg	Fe*	Ti
Толейтовый базальт (по С. Нокколдсу [40])	137	0,186	0,148	0,030
		1/3 (0,364)		
Толейтовый андезит (по С. Нокколдсу [40])	26	0,153	0,208	0,038
		2/5 (0,399)		
Андезит (по С. Нокколдсу [40])	50	0,134	0,119	0,014
		1/4 (0,267)		
Андезит (по Р. Ле Метру [36])	2203	0,086	0,103	0,011
		1/5 (0,200)		
Андезит (по Ф. Чейесу [33])	1775	0,083	0,100	0,010
		1/5 (0,193)		
Андезит вообще (по Р. Дели)		0,069	0,089	0,010
		1/6 (0,168)		

Обобщенный атомно-нормативный состав (в долях Si и ат. %)

Породы	$\Delta B$ (mgt, II) ат. %	Иносилкаты (Pxn)	
		доли Si	ат. %
Толейтовый базальт	0,22	1(0,924)	46,01(1/2)
		$Mg_{40}Fe_{32}Ti_6Ca_{22}$	2/5 1/3 1/5
Толейтовый андезит	4,22	4/5(0,819)	40,61(2/5)
	8/9	$Mg_{31}Fe_{42}Ti_8Ca_{19}$	1/3 2/5 1/5
Андезит (по С. Нокколдсу [40])	-	3/5(0,604)	31,16(1/3)
		$Mg_{44}Fe_{40}Ti_5Ca_{11}$	1/2 2/5 1/9
Андезит (по Р. Ле Метру [36])	-	3/7(0,446)	24,51(1/4)
		$Mg_{38}Fe_{47}Ti_5Ca_{10}$	2/5 1/2 1/10

вулканитов и толейтового базальта (в долях Si = 1)

Al	Ca	Na	K	B/Si
0,326	0,213	0,085	0,021	1,054
1/3	1/3 (0,319)			(~1)
0,299	0,170	0,120	0,026	1,016
1/3	1/3 (0,316)			(~1)
0,381	0,147	0,131	0,026	0,952
2/5	1/3 (0,304)			(~1)
0,346	0,120	0,117	0,036	0,819
1/3	1/4 (0,273)			(~4/5)
0,350	0,123	0,107	0,035	0,808
1/3	1/4 (0,265)			(~4/5)
0,343	0,098	0,115	0,044	0,766
1/3	1/4 (0,257)			(~3/4)

породы)

Тектосилкаты (fsp)		$\Delta Si$ (qz) ат. % (доли Si)
доли Si	ат. %	
1(1,080)	53,76(1/2)	-
	$Ca_{51}Na_{39}K_{10}$	
	1/2 1/2 $Pl_{56}$	
10/9(1,112)	55,17(5/9)	-
	$Ca_{34}Na_{54}K_{11}$	
	1/3 2/3 $Pl_{39}$	
4/3(1,344)	68,84(2/3)	0,22
	$Ca_{42}Na_{49}K_9$	
	2/5 3/5 $Pl_{46}$	
5/4(1,247)	68,57(2/2)	6,95
	$Ca_{39}Na_{47}K_{14}$	(1/8 Si)
	$Pl_{45}$	

Таблица 3 (окончание)

Породы	$\Delta B$ (mgt, l) ат. %	Иносилкаты (pxn)	
		доли Si	ат. %
Андезит (по Ф. Чей- есу [33])	-	3/7(0,423) Mg <sub>39</sub> Fe <sub>47</sub> Ti <sub>5</sub> Ca <sub>9</sub> 2/5 1/2 1/10	23,40(1/4)
Андезит (по Р. Дели)	-	1/3(0,347) Mg <sub>40</sub> Fe <sub>5</sub> Ti <sub>5</sub> Ca <sub>3</sub> 2/5 1/2	19,62(1/5)

Тектосилкаты (fsp)		$\Delta Si$ (qz) ат. % (доли Si)
доли Si	ат. %	
5/4(1,230) Ca <sub>46</sub> Na <sub>41</sub> K <sub>13</sub>	68,03(2/3) Pl <sub>53</sub>	8,57 (1/6 Si)
5/4(1,252) Ca <sub>38</sub> Na <sub>45</sub> K <sub>17</sub>	70,91(5/7) Pl <sub>46</sub>	9,46 (1/6 Si)

Таблица 4

Атомные соотношения катионов в средних составах окситовых

Порода	Число анализов	Mg	Fe*	Ti
Дациит (по С. Нокколдсу [40])	32	0,058	0,070	0,007
		1/7 (0,135)		
Кварцевый латит (по Р. Дели)		0,042	0,066	0,010
		1/8 (0,118)		
Риодацит (по С. Нокколдсу [40])	115	0,035	0,053	0,008
		1/10 (0,096)		
Риолит (по С. Нокколдсу [40])	80	0,012	0,033	0,004
		1/20 (0,049)		
Щелочной риолит (по С. Нокколдсу [40])	21	0,002	0,025	0,002
			0,029	
Пералкалиновый риолит (по С. Нок- колдсу [40])	55	0,003	0,063	0,004
			0,070	

вулканитов (в долях Si)

Al	Ca	Na	K	B/Si
0,321	0,101	0,118	0,025	0,696
1/3	1/4 (0,244)			(~5/7)
0,305	0,067	0,104	0,077	0,670
1/3	1/4 (0,248)			(~2/3)
0,274	0,056	0,121	0,058	0,604
2/7	1/4 (0,235)			(~3/5)
	1/2 (0,509)			
0,235	0,026	0,095	0,085	0,488
1/4	1/5 (0,206)			(~1/2)
0,199	0,008	0,107	0,081	0,424
1/5	1/5 (0,196)			(~2/5; 3/7?)
0,173	0,008	0,147	0,079	0,477
1/6	1/4 (0,234)			(~1/2)

Таблица 4 (окончание)

Обобщенный атомно-нормативный состав (в долях Si и ат. %)

Порода	"Иносилкаты" <i>pxn</i>	
	доли Si	ат. %
Дацит	2/7 (0,293)	17,22 (1/6)
	$Mg_{39}Fe_{48}Ti_5Ca_8$ 2/5 1/2	
Кварцевый латит	1/4 (0,243)	14,56 (1/7)
	$Mg_{34}Fe_{54}Ti_9Ca_3$ 1/3	
Риодацит	1/5 (0,209)	13,01 (1/8)
	$Mg_{34}Fe_{51}Ti_7Ca_8$ 1/3 1/2	
Риолит	1/10 (0,102)	6,88 (1/15)
	$Mg_{22}Fe_{64}Ti_8Al_6$ 1/5 2/3	
Щелочной риолит	1/16 (0,062)	4,38 (1/23)
	$Mg_7Fe_{80}Ti_6Ca_7$ 4/5	
Пералкалиновый риолит	1/4 (0,262)	17,74 (1/6)
	$Mg_3Fe_{48}Ti_3Ca_6Na_{40}$ 1/2 2/5	

\* Включая Mn.

чественные соотношения  $V_i$  и  $V_t$  *pxn* и *fsp* кратно отличаются от базальтовых. Валовое соотношение (в объеме породы) *pxn* и *fsp* отбывает простейшему соотношению 1:2, тогда как у базальта (и толеитового андезита) оно тяготеет к величине 1:1. В средних составах андезитов Ле Метра, Чейеса и Дели сохраняется та же валовая доля в породе полевых шпатов ( $\sim 2/3$ ), но появляется свободный кварц и соответственно уменьшается инесиликатная фракция. Во всех этих составах (особенно в среднем, по Р.Дели) в *pxn* понижена доля Ca, т.е. фиксируется обычное присутствие в андезитах ортопироксенов, что сближает их с норитами.

Из рассмотренных шести средних составов два тяготеют к идеальному базальту с  $V/Si = 1$  и равным атомным содержанием ине- и тектосиликатной фракций, тогда как остальные четыре, более всего сближаемые одинаковой долей ( $2/3$ ) *fsp* представляют переход-

породы)

Тектосиликаты <i>fsp</i>		Кварц $\Delta Si$	
доли Si	ат. %	доли Si	ат. %
7/6 (1,160) $Ca_{38}Na_{51}K_{11}$	68,25 (2/3) $Pl_{43}$	1/4 (0,247)	14,53 (1/7)
6/5 (1,213) $Ca_{26}Na_{43}K_{31}$	72,69 (5/7) $Pl_{38}$	1,5 (0,213)	12,75 (1/8)
9/8 (1,132) $Ca_{21}Na_{53}K_{26}$	70,52 (5/7) $Pl_{28}$	1/4 (0,264)	16,47 (1/6)
1 (1,028) $Ca_{13}Na_{46}K_{41}$	69,04 (7/10) $Pl_{22}$	1/3 (0,358)	24,08 (1/4)
1 (0,968) $Ca_3Na_{55}K_{42}$	67,97 (2/3) $Pl_4$	2/5 (0,394)	27,65 (2/7)
7/8 (0,865) $Na_{55}K_{45}$	58,56 (3/5)	1/3 (0,350)	23,70 (1/4)

серию к дацитам. Таким образом, можно полагать, что фундаментальная граница между базальтом и вулканитами известково-щелочной оксидовой ветви проходит на метасиликатном (бескварцевом) уровне  $B/Si = .1$  и обусловлена она в основном простейшей дискретной вариацией количественного соотношения полевошпатовой и пироксеновой норм (от 1/1 до 1/2), а также, вероятно, фиксируется характером пироксена (орто- в идеальном андезите и клино- в базальте).

Дациты и риолиты (табл. 4) по большинству стехиометрических показателей образуют единую серию с дискретными вариациями величин, тяготеющих к простым кратным отношениям друг с другом. Из правильной последовательности лишь по отдельным показателям (доли  $\Delta Si$ , K и Na) выпадает кварцевый латит Дели, выборка анализов которого производилась по иным признакам, чем для остальных пород, средние которых выведены С.Р.Нокколдсом. Вариации в целом по-

Таблица 5

Атомные соотношения катионов и обобщенных норм в главных типах пород оксидной ветви вулканитов

Порода	В долях Si						В долях породы		
	MgFeTi	Al	CaNaK	<i>pxn</i>	<i>fsp</i>	<i>q</i>	<i>pxn</i>	<i>fsp</i>	<i>q</i>
Толeutовый базальт	1/3	1/3	1/3	1	1	-	1/2	1/2	-
Андезит	1/4	2/5	1/3	3/5	4/3	-	1/3	2/3	-
Дацит	1/7	1/3	1/4	2/7	7/6	1/4	1/6	2/3	1/6
Риолит	1/20	1/4	1/5	1/6	1	1/3	1/12	2/3	1/4
Щелочной риолит	-	1/5	1/5	-	1	2/5	-	2/3	1/3
Пералкалиновый риолит	1/14	1/6	1/4	1/4	7/8	1/3	1/6	3/5	1/4

Идеализированный обобщенный нормативный состав (в простых долях Si)

Порода	<i>pxn</i>	<i>fsp</i>	Суммарное отношение в катионах
Толeutовый базальт	$(Mg, Fe, Ti, \Delta Ca)_5$ $\underbrace{Si_5}_{10}$	$Ca_1 (Na, K)_1$ $Al_2 \quad Al_1$ $Si_2 \quad Si_3$ $\underbrace{\quad 5 \quad 5}_{10}$	$\left. \begin{matrix} 7 \\ 3 \\ 10 \end{matrix} \right\} 10$ $B_{10}Si_{10} = B_1Si_1$
Андезит	$(Mg, Fe, Ti)_{1/4}$ $\underbrace{Si_{1/4}}_{1/2}$	$Ca_{1/8} (Na, K)_{1/6}$ $Al_{1/4} \quad Al_{1/6}$ $Si_{1/4} \quad Si_{1/2}$ $\underbrace{\quad 15/24 \quad 20/24}_{35/24 \sim 3/2}$	$\left. \begin{matrix} 13/24 \\ 10/24 \\ 1 \end{matrix} \right\} 23/24 \sim 1$ $B_1Si_1$
Дацит	$(Mg, Fe, Ti, \Delta Ca)_{1/7}$ $\underbrace{Si_{1/7}}_{2/7}$	$Ca_{1/14} (Na, K)_{1/7} \quad q$ $Al_{1/7} \quad Al_{1/7}$ $Si_{1/7} \quad Si_{3/7} \quad Si_{2/7}$ $\underbrace{\quad 5/14 \quad 10/14 \quad 2/7}_{15/14}$	$\left. \begin{matrix} 5/14 \\ 2/7 \\ 1 \end{matrix} \right\} 9/14 \sim 5/7$ $B_5Si_7$
Риолит	$(Mg, Fe, Ti, \Delta Al)_1$ $\underbrace{Si_1}_2$	$(Ca, Na, K, Al)_4$ $\underbrace{Si_6}_{10} \quad Si_3$ $\quad \quad \quad 3$	$\left. \begin{matrix} 5 \\ 10 \end{matrix} \right\} B_5Si_{10} = B_1Si_2$
Щелочной риолит	-	$(Na_1K_1)_2$ $Al_2$ $Si_6$ $\underbrace{\quad 10}_{10} \quad Si_4$ $\quad \quad \quad 4$	$\left. \begin{matrix} 2 \\ 2 \\ 10 \end{matrix} \right\} 4$ $B_4Si_{10} = B_2Si_5$
Пералкалиновый риолит	$(Mg, Fe, Ti, Ca, \Delta Na)_{1/6}$ $\underbrace{Si_{1/6}}_{1/3}$	$(Na, K)_{1/6}$ $Al_{1/6}$ $Si_{3/6}$ $\underbrace{\quad 5/6}_{5/6} \quad Si_{2/6}$ $\quad \quad \quad 1/3$	$\left. \begin{matrix} 2/6 \\ 1/6 \\ 1 \end{matrix} \right\} 1/2$ $B_1Si_2$

этому удобнее оценивать по составам Нокколдса. Содержания компонентов в рассматриваемом ряду варьируют в полном соответствии с известными тенденциями: Mg и Ca уменьшаются до пренебрежимо малых величин и главную роль играют соотношения катионов щелочного полевого шпата Al, Na и K. Доля Al последовательно падает от дацитов до пералкалиновых риолитов, уменьшаясь от 1/3 до 1/6. Калий возрастает до риолитов, удерживаясь в трех видах примерно на одном уровне. Натрий, наоборот, на одном уровне удерживается до риолитов, уменьшается в насыщенных видах последних на 1/6, а затем, возрастая в 1,5 раза, обуславливает пересыщенность щелочами пералкалиновых риолитов. По особенностям стехиометрических соотношений катионов в рассматриваемом ряду окситовые риодациты ближе к мезитовым дацитам Нокколдса, чем к риолитам.

В табл. 5 атомные соотношения катионов и обобщенных норм главных пород окситовой ветви вулканитов сопоставляются для наглядности в несколько идеализированных простых долях Si, а нормы — также в долях (и ат.%) породы с учетом Si. Как можно видеть, доля полевого шпата, начиная с андезитов, составляет в породе около 2/3 (слабо и очень невыразительно варьируя, см. табл. 4) и уменьшается до 3/5 в пералкалиновых риолитах. Соответственно в оставшейся трети породы уменьшающаяся доля темноцветных минералов кратно заменяется кварцем. Вместе с тем в долях Si ясно видно последовательное уменьшение полевых шпатов от 4/3 у андезита до 1 у риолитов. Последнее соотношение особенно примечательно. Количество атомов полевошпатовой фракции идеально соответствует числу атомов Si точно так же, как в толеитовом базальте. Эти соотношения становятся ясными при рассмотрении нормативного состава. Содержание  $B_i$  и Ca в щелочных риолитах уменьшается до пренебрежимо малых "остаточных" (или как говорят в минералогии — неструктурных) примесей. Следовательно, предельный щелочной риолит состоит только из щелочного полевого шпата и кварца, т.е. это чисто тектосиликатная порода. Количество полевого шпата определяется долей Al 1/5, которой соответствует в этом составе равная доля (Na, K) 1/5. Они связывают в щелочном полевошпате 3/5 Si, тогда как остальные 2/5 Si образует свободный кварц. Только в предельном базальте наблюдаются столь же простые соотношения катионов. Уже в щелочноземельном риолите это соотношение изменено и даже идеализированный его состав затруднительно полностью отобразить соотношением простых долей всех катионов. Напротив, состав пералкалинового риолита, резко пересыщенного Na, с небольшими округлениями укладывается в долях Si в симметричную нормативную конструкцию 1/3 акмита — 5/6 щелочного полевого шпата — 1/3 кварца. Несколько хуже соответствует реальному составу идеализированная симметричная нормативная конструкция дацита, хотя валовая формула породы хорошо рассчитывается в долях кратных семи с принятием за общий делитель суммы щелочей, точно отвечающей 1/7 Si (0,1428), и при некоторой группировке катионов —  $[(Mg, Fe, Ti)_{1,0}(Ca, Al)_{3,0}(Na, K)_{1,0}]_{5,0} Si_7$ .

## ГЛАВНЫЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ МАГМАТИТЫ

Среди интрузивных пород традиционно выделяются аналоги вулканитов. Вместе с тем, вследствие кристаллизационной (или иной) дифференциации их состав в принципе может отличаться при одном и том же составе исходного расплава. В связи с этим интересно сопоставить члены таких пар по атомным соотношениям компонентов.

Гипербазитовые интрузивные магматиты (табл. 6, 7). В таблице приведены средние составы дунитов и гарцбургитов, которые, судя по отклонению от идеальной величины  $B/Si = 2$  не более, чем на 1/6, относятся к одному анхиортосиликатному виду, что подтверждается и петрографическими наблюдениями в гипербазитовой формации. Однако в типичных офиолитовых комплексах (Троодос и др.) плутонические гипербазиты представлены четко дискретными гипермагнезиальными парами дунитов с  $B/Si$  обычно слегка выше 2 (2,02-2,10) и гарцбургитов с  $B/Si$  преимущественно около 1,75; доля тектосиликатной фракции у этих пород не более 0,05. Кроме того, присутствуют лерцолиты и верлиты, занимающие промежуточное положение

Таблица 6

Средние химические составы интрузивных гипербазитов и атомные

Компоненты	Дунит		Гарцбургит	
	вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si
SiO <sub>2</sub>	40,49	(1,0000)	40,65	(1,0000)
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,0005	0,11	0,0030
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,86	0,0250	1,25	0,0360
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,84	0,0530	2,53	0,0470
FeO	5,54	0,1140	6,15	0,1510
MnO	0,16	0,0003	0,18	0,0040
MgO	46,32	1,7000	42,36	1,5530
CaO	0,70	0,0185	1,29	0,0280
Ca <sub>ap</sub>	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,0040	0,29	0,0140
K <sub>2</sub> O	0,04	0,0014	0,13	0,0040
		1,9197		1,8400
ΣB/Si	2,00	(-Δ 4,0%)	1,833	(+Δ 0,37%)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O	2,88	0,4745	5,02	0,8330
Формулы		B <sub>2</sub> Si <sub>1</sub>		B <sub>11</sub> Si <sub>6</sub>

Примечание. Дунит и гарцбургит — по Р.Дели; шпинелевый и гранатовый перидотиты — по А.Рингвуду 41; остальные составы — по С.Нокколдсу.

\* В пересчетах кроме того учтены приведенные в составах: в шпинелевом перидотите Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,43 (коэф. 0,008), NiO 0,26 (коэф. 0,005), в гранатовом перидотите — Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,4 (коэф. 0,007), NiO 0,3 (коэф. 0,005);

между дунит-гарцбургитами и базитами. Величина  $B/Si$  у них тяготеет к значениям 1,66 и 1,33, а доля тектосиликатной фракции около 2/9. Аналогично и неофиолитовые гипербазиты перцолитового подтипа (орогенные перидотиты корневой зоны) также имеют переходный характер ( $B/Si = 1,71-1,25$ ; тектосиликатная фракция 1/7-4/5).

Шпинелевые и гранатовые перидотиты из нодулей в базальтах, считающиеся непосредственными представителями пород верхней мантии, имеют очень близкие значения базисилициевого модуля - соответственно  $B/Si = 1,66$  и 1,60. При этом одна из двух выборок гранатовых перидотитов [44] характеризуется также  $B/Si = 1,66$ , а нижний предел  $B/Si$  в отдельных их анализах - 1,50. Похоже, что в целом составы двух пород располагаются у этих трех уровней, а различаются они в основном минеральной ассоциацией (гранат как фаза высокого давления).

К этим же уровням  $B/Si$  тяготеют ультращелочные плутониты, для которых по петрографическим наблюдениям отмечают взаимные переходы, непрерывность которых подчеркивалась в одних случаях для

соотношения в них элементов (в долях Si)

Шпинелевый* перидотит (42)		Гранатовый* перидотит (9)	
вес. %	$a B/Si$	вес. %	$a B/Si$
44,5	(1,0000)	46,5	(1,0000)
0,07	0,0010	0,3	0,0050
2,69	0,0710	1,8	0,0460
1,46	0,0250	6,7	0,1200
6,71	0,1260		
0,11	0,0020	0,1	0,002
40,90	1,3690	42,0	1,3466
2,61	0,0630	1,5	-0,0350
-	-	-	0,0007
-	-	-	0,0343
0,22	0,0080	0,2	0,0080
0,01	0,0010	0,13	0,0060
-	1,6660	-	1,5793
1,66	(+Δ 0,00%)	1,60	(-Δ 1,29%)
-	-	0,02	0,0004
-	-	-	-
	$B_5Si_3$		$B_8Si_5$

в уртите  $CO_2$  1,43 (коэф. 0,0460), в ийолите  $CO_2$  0,39 (коэф. 0,0126), в мельтейгите  $CO_2$  0,88 (коэф. 0,0292). По величине  $CO_2$  из CaO анализа вычтена окись кальция кальцита.

<sup>2\*</sup> В табл. 7 приводятся варианты формул с более простыми (ийолит) или более дробными (седьмыми) долями.

Таблица 6 (окончание)

Компоненты	Уртит *		Ййолит *	
	вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si
SiO <sub>2</sub>	42,44	(1,0000)	42,13	(1,0000)
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,0055	1,69	0,0302
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,11	0,7531	18,58	0,5200
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,43	0,0431	4,27	0,0763
FeO	1,70	0,0335	4,12	0,0818
MnO	0,10	0,0020	0,18	0,0036
MgO	0,62	0,0218	3,32	0,1174
CaO	4,90	0,1237	11,59	0,2946
Ca <sub>ap</sub>		0,0597		0,0528
		0,0640		0,2418
Na <sub>2</sub> O	13,80	0,6305	8,97	0,4128
K <sub>2</sub> O	4,12	0,1239	2,63	0,0797
		1,6774		1,5636
ΣB/Si	1,66	(+Δ0,64%)	1,60	(-Δ 2,28%)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,42	0,0082	1,20	0,0241
H <sub>2</sub> O	0,62	0,0460	0,93	0,1473
Формулы		B <sub>5</sub> Si <sub>3</sub>		B <sub>8</sub> Si <sub>5</sub> <sup>2*</sup>

серии ийолит-уртит, а в других - для серии ийолит-мельтейгит. Комплементарные вариации инесиликатных и тектосиликатных катионов, конечно, были ясны и без всяких пересчетов, в связи с биминеральным пироксен-нефелиновым составом. Однако чрезвычайно простые их кратные соотношения в валовых средних составах (см. табл. 7) заслуживают пристального внимания. Особенно примечателен ийолит с почти идеально равными тремя долями фемических элементов (с Ca), алюминия и щелочей. По распределению Si в равных долях между фракциями он подобен толеитовому базальту, с той разницей, что тектосиликатная фракция, составляющая 3/5 породы (в долях Si), бескальциевая и имеет ортосиликатный (B<sub>2</sub>Si<sub>1</sub>) состав. Примечательно также, что слегка идеализированное соотношение ине- и метатектосиликатной фракций у толеита такое же, как ине- и ортотектосиликатной у ийолита (включая Si) - 2:3. Обе ветви от ийолита - тектосиликатная к урриту и инесиликатная к мельтейгиту подобны в деталях пироксенит-габбро-анортозитовой серии. В частности, в обоих случаях в средних составах предельных пород серии количество катионов другого предельного состава, не укладывающееся в наимпростейшие отношения, составляет 1/6 Si. Так, в уррите сумма темновцов - 1/6 (и составляет избыток против B/Si = 1,5), а в мельтейгите она наоборот составляет 5/6, т.е. нехватка в ней до 1 также равна 1/6.

В атомных соотношениях горнблендитов и троктолитов выявляются седьмые доли, более четкие у первых, хотя по доле Al = 1/3 они

Мельтейгит*		Троктолит		Горнблендит	
вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si
41,11	(1,0000)	43,84	(1,0000)	42,00	(1,0000)
2,76	0,0505	0,67	0,0115	2,86	0,0512
12,78	0,3665	13,46	0,3620	11,39	0,3197
6,41	0,1174	2,20	0,0378	5,27	0,0945
5,01	0,1019	9,24	0,1762	10,30	0,2050
0,23	0,0047	0,13	0,0025	0,24	0,0048
5,91	0,2142	19,71	0,6699	12,35	0,4381
15,60	0,4064	8,10	0,1979	11,31	0,2884
	0,0670		0,0058		0,0113
	0,3394		0,1921		0,2771
4,72	0,2226	1,33	0,0588	1,80	0,0831
2,69	0,0835	0,58	0,0169	0,84	0,0243
	1,5007		1,5277		1,4978
1,50	(+Δ0,05%)	1,50	(+Δ1,85%)	1,50	(-Δ0,15%)
1,10	0,0227	0,18	0,0035	0,33	0,0068
0,80	0,1298	0,50	0,0761	1,31	0,2021
	$B_3Si_2$		$B_3Si_2^*$		$B_3Si_2^*$

близки к мельтейгиту. Сумма Al, Na, K в обеих породах близка к 3/7, а в горнблендите темноцветы также раскладываются в седьмых долях, в сумме составляя почти точно 1. Менее ясна идеальная стехиометрия троктолита. Так, точнее всего реальному составу отвечает валовая формула  $B_3Si_2$  (с учетом  $Mg = 2/3$ ). Однако возможна и другая интерпретация с небольшим увеличением Mg до 5/7 и общей формулой  $B_{11}Si_7$  (см. табл. 7). Наконец, этот состав можно представить в полевошпатово-оливиновой группировке катионов (отвечающей модальному составу) -  $(Mg, Fe)_{0,887}(Ca, Al, Na, K)_{0,630}$  ( $\sim B_{13}V_{12}$ ).

Интрузивные базиты и окситы (табл. 8). Среди базитовых плутонов устойчиво выделяют три главных породы - габбро, норит и анортозит. Пироксениты обычно относят по признаку отсутствия плагиоклаза к гипербазитам. Однако с точки зрения химизма они тяготеют к фундаментальному метасиликатному уровню кремнеземистости, а средний их состав по величине базисилициевого модуля (1,163) даже "кислее", чем у габбро (1,203). Так же, как и бескварцевые андезиты, к метасиликатному уровню тяготеют и диориты. При этом они ближе всех остальных пород соответствуют по величине B/Si идеальному значению, равному единице. Таким образом, "истинно средние породы" - мезиты как вулканические, так и плутонические - по стехиометрическим показателям тяготеют к базитам. В табл. 9 (вкл.) данные табл. 8 отображены лишь в стехиометрических соотношениях катионов и обобщенных норм. При сопоставлении с вулканиитами (см.

Таблица 7

Атомные соотношения катионов в средних составах гипербазы

Порода	Число анализов	Mg	Fe*	Ti	Ca
Уртит	7	0,022	0,079	0,006	0,051
		1/6 (0,158)			
Ййолит	16	0,117	0,162	0,030	0,238
		1/6			
		1/2 (0,547)			
Мельтей-гит	14	0,214	0,224	0,051	0,331
		1/2 (0,489)			
		5/6 (0,820)			
Троктолит	9	0,670 2/3	0,217	0,015	0,192
		5/7			
		3/7 (0,4205)			
		8/7			
Горнблен-дит	15	0,438	0,300	0,051	0,277
		3/7			
		2/7			
		2/7			
		1 (1,019)			

\* Включая Mn.

табл. 3-5) видно, что точные аналоги интрузивных и излившихся пород в средних составах пород отсутствуют. Так, габбро заметно (и дискретно) базитовее толеитового базальта. Сближает их, однако, одинаковое распределение тех или иных компонентов в трех группах. У базальта:  $Mg, Fe=Al=Ca, Na, K=1/3$ , а у габбро Si в равных третьих долях распределен между нормативными  $pxn, an$  и  $ab$ . Аналогичным образом, и диорит базитовее андезита. Такие соотношения наблюдаются и в остальных парах плутонит - вулканит (кроме тоналита-дацита и гранодиорита-риодацита). Это выражается в появлении избытка инесиликатных катионов и увеличении их доли у плутонитов по сравнению с вулканитами в базитах и в некотором уменьшении доли кварца в аналогичных парах оксидов. Средние составы пород, отобранных в выборки из одинаковых интервалов кремнеземистости, таким образом, фиксируют закономерные направленные изме-

ТОВЫХ ПЛУТОНИТОВ (в долях Si)

Al	Na	K	B/Si
$\underbrace{0,753}_{3/4}$	$\underbrace{0,631}_{3/4 (0,755)}$	$0,124$	1,666 (-Δ 0,007%) $B_5Si_3$
$\underbrace{0,520}_{1/2}$	$\underbrace{0,413}_{1/2 (0,493)}$	$0,080$	1,500 (+Δ 4,0%) $B_3Si_2$
$1 (1,013)$			
$\underbrace{0,367}_{1/3}$	$\underbrace{0,223}_{1/3 (0,307)}$	$0,084$	1,500 (-Δ 0,49%) $B_3Si_2$
$2/3 (0,674)$			
$\underbrace{0,362}_{1/3}$	$0,059$	$0,017$	1,571 (-Δ 2,78%) $B_{11}Si_7$
$3/7 (0,438)$			
$\underbrace{0,320}_{1/3}$	$0,083$	$0,024$	0,429 (+Δ 4,9%) $B_{10}Si_7$
$3/7 (0,427)$			

нения химизма вулканитов по сравнению с их плутоническими аналогами. Отклонение дацитов-тоналитов и риодацитов-гранодиоритов от общего правила относительной окситовости вулканитов остается пока неясным. Возможно, это связано с разными принципами выделения анализов в выборки.

#### КАМЕННЫЕ МЕТЕОРИТЫ

Состав каменных метеоритов (хондритов) интересно оценить в рамках принятого подхода в связи с тем, что они рассматриваются в качестве аналогов внутренней части литосферы. В табл. 10 приведены анализы хондритов разных типов и пересчеты их на стехиометрические соотношения. В отличие от анализов земных горных пород при химическом исследовании метеоритов определяют отдельно металлические самородные фазы, а также содержания некремнезemi-

Таблица 8

Средние химические составы интрузивных базитов и окситов и атомные

Компо- ненты	Пироксенит (146)		Габбро (160)	
	вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si
SiO <sub>2</sub>	50,50	(1,0000)	48,36	(1,0000)
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,0080	1,32	0,0205
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,10	0,0957	16,84	0,4106
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,44	0,0364	2,55	0,0397
FeO	7,37	0,1220	7,92	0,1369
MnO	0,13	0,0022	0,18	0,0032
MgO	21,17	0,6246	8,06	0,2483
CaO	12,0	0,2545	11,07	0,2452
Ca <sub>ap</sub>	-	<u>0,0025</u>	-	<u>0,0070</u>
		0,2520		0,2382
Na <sub>2</sub> O	0,45	0,0173	2,26	0,0906
K <sub>2</sub> O	0,21	0,0053	0,56	0,0148
		1,635		1,2028
Σ B/Si	~1,166	(-Δ 0,27%)	~1,20	(+Δ 0,23%)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,0015	0,24	0,0042
H <sub>2</sub> O	0,47	0,0621	0,64	0,0883
Формулы	B <sub>7</sub> Si <sub>6</sub>		B <sub>6</sub> Si <sub>5</sub>	

Примечание. Все составы - по С.Р.Нокколдсу, за исключением анортозитов (1 - по Р.Дели, 2 - по [4]).

Таблица 8 (окончание)

Компо- ненты	Диорит (50)		Тоналит (58)		Гранодиорит (137)	
	вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si
SiO <sub>2</sub>	51,86	(1,0000)	66,15	(1,0000)	66,88	(1,0000)
TiO <sub>2</sub>	1,50	0,0218	0,62	0,0070	0,57	0,0064
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,40	0,3728	15,56	0,2773	15,66	0,2761
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,73	0,0493	1,36	0,0155	1,33	0,0150
FeO	6,97	0,1124	3,42	0,0432	2,59	0,0324
MnO	0,18	0,0029	0,08	0,0010	0,07	0,0009
MgO	6,12	0,1758	1,94	0,0437	1,57	0,0450
CaO	8,40	(0,1735)	4,65	(0,0753)	3,56	(0,0370)
Ca <sub>ap</sub>	-	<u>0,0095</u>	-	<u>0,0045</u>	-	<u>0,0045</u>
		0,1640		0,0708		0,0525
Na <sub>2</sub> O	3,36	0,1256	3,90	0,1143	3,84	0,1113
K <sub>2</sub> O	1,33	0,0327	1,42	0,0274	3,07	0,0586
		1,0573		0,6002		0,5882
Σ B/Si	~1,00	(+Δ 5,73%)	~0,60	(+Δ 0,03%)	~0,60	(-Δ 1,97%)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,0057	0,21	0,0027	0,21	0,0027
H <sub>2</sub> O	0,80	0,1029	0,69	0,0696	0,65	0,0648
Формулы	B <sub>1</sub> Si <sub>1</sub>		B <sub>3</sub> Si <sub>5</sub>		B <sub>3</sub> Si <sub>5</sub>	

соотношения в них элементов (в долях Si)

	Норит (39)		Анортозиты			
	вес. %	a B/Si	1		2(19)	
вес. %			a B/Si	вес. %	a B/Si	
	50,28	(1,0000)	50,40	(1,0000)	53,03	(1,0000)
	0,89	0,0133	0,15	0,0022	0,29	0,0041
	17,67	0,4143	28,30	0,6620	26,59	0,5912
	1,30	0,0195	1,06	0,0158	0,87	0,0124
	7,46	0,1240	1,12	0,0186	1,92	0,0303
	0,14	0,0024	0,05	0,0008	0,04	0,0006
	9,27	0,2747	1,25	0,0370	1,38	0,0388
	9,72	0,2070	12,46	0,2648	10,32	0,2084
	-	<u>0,0052</u>	-	<u>0,0013</u>	-	<u>0,0027</u>
		0,2012		0,2635		0,2057
	1,96	0,0756	3,67	0,1419	4,12	0,1506
	0,63	0,0160	0,74	0,0187	0,58	0,0140
		1,1410		0,1583		1,0477
	~1,1428	(-Δ 0,16%)	~1,1666	(-Δ 0,71%)	~1,000	(+Δ 4,77%)
	0,21	0,0035	0,05	0,0008	0,10	0,0016
	0,47	0,0624	0,75	0,0993	0,14	0,0176
Формулы	B <sub>8</sub> Si <sub>7</sub>		B <sub>7</sub> Si <sub>6</sub>		B <sub>1</sub> Si <sub>1</sub>	

В скобках число использованных анализов. Содержание CaO за вычетом окиси кальция апатита.

Гранит (166)		Щелочной гранит (48)		Пералкалиновый гранит (30)		
вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si	
70,41	(1,0000)	73,86	(1,0000)	72,72	(1,0000)	
0,45	0,0048	0,20	0,0020	0,32	0,0033	
14,38	0,2408	13,75	0,2195	11,51	0,1866	
1,04	0,0111	0,78	0,0080	2,72	0,0282	
1,93	0,0229	1,13	0,0128	1,76	0,0202	
0,06	0,0007	0,05	0,0006	0,10	0,0012	
0,81	0,0171	0,26	0,0052	0,18	0,0037	
1,97	(0,0300)	0,72	(0,0104)	0,73	(0,0108)	
	<u>0,0040</u>		<u>0,0027</u>		<u>0,0012</u>	
	0,0280		0,0077		0,0096	
3,23	0,0890	3,51	0,0921	4,84	0,1291	
4,95	0,0897	5,13	0,0886	4,66	0,0818	
	0,5021		0,4365		0,4637	
~0,50	(+Δ 0,42%)	~0,40	(+Δ 9,12%)	~0,50	(-Δ 7,26%)	
0,20	0,0024	0,14	0,0016	0,06	0,0007	
0,55	0,0521	0,47	0,0425	0,38	0,0349	
Формулы	B <sub>1</sub> Si <sub>2</sub>		B <sub>2</sub> Si <sub>5</sub>		B <sub>1</sub> Si <sub>2</sub>	

Таблица 10

Химический состав каменных метеоритов (хондритов) и атом

Компоненты	Обычные хондриты			
	H		L	
	вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si
SiO <sub>2</sub>	36,55	(1,0000)	39,93	(1,0000)
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,0029	0,14	0,0026
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,91	0,0616	1,86	0,0549
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52	0,0113	0,54	0,0107
MnO	0,32	0,0074	0,33	0,0070
FeO	10,21	0,2335	15,44	0,3233
MgO	23,47	0,9568	24,71	0,9221
CaO	2,41	0,0706	1,70	0,0456
Na <sub>2</sub> O	0,78	0,0414	0,74	0,0359
K <sub>2</sub> O	0,20	0,0070	0,13	0,0042
B/Si	~1,40	1,3925 (-Δ 0,54%)	~1,40	1,4063 (+Δ 0,45%)
FeS	6,11	0,1141	5,89	0,1008
Fe	15,15	0,4460	6,27	0,1690
Ni	1,88	0,0526	1,34	0,0343
Co	0,13	0,0036	0,05	0,0013
M/Si	~0,50	0,5022 (-Δ 0,44%)	~0,20	0,2046 (+Δ 2,3%)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,0069	0,31	0,0066
S	-	-	-	-
C	-	-	0,03	0,0038
C <sub>орг</sub>	-	-	-	-
H <sub>2</sub> O	0,21	0,0383	0,27	0,0451
Сумма	100,29		99,67	
B <sub>4</sub> B <sub>S</sub> <sup>2*</sup> /Si	~1,50	1,4550 (-Δ 3,00%)	~1,50	1,4703 (-Δ 1,98%)
B <sub>4</sub> B <sub>S</sub> +M/Si	~2,00	1,9544 (-Δ 2,28%)	~1,66	1,6737 (+Δ 0,46%)
Формулы	B <sub>7</sub> Si <sub>5</sub>		B <sub>7</sub> Si <sub>5</sub>	

\* В базисилициевый модуль включены небольшие количества определенных силикатных NiO и CoO; содержания см. ниже.  
 2\* B<sub>S</sub> - железо, связанное с серой в сульфиде.  
 3\* Валовое соотношение, в виду невозможности разграничения силикатных и несилкатных фаз.

Общие формулы:  
 Обычные хондриты: H-[Mg<sub>1,0</sub>(Fe,Mn)<sub>0,25</sub>(Al,Ti,Cr,Ca,Na,K)<sub>0,15</sub>]<sub>1,40</sub>Si<sub>1,0</sub>·0,1FeS·0,5(Fe<sub>88,8</sub>Ni<sub>10,5</sub>Co<sub>0,7</sub>);  
 L-[Mg<sub>1,0</sub>(Fe,Mn)<sub>0,30</sub>(Al,Cr,Ti)<sub>0,05</sub>(Ca,Na,K)<sub>0,05</sub>]<sub>1,40</sub>Si<sub>1,0</sub>·0,1FeS·0,2(Fe<sub>82,0</sub>Ni<sub>16,8</sub>Co<sub>0,6</sub>)  
 Энстатитовый [Mg<sub>0,84</sub>(Fe,Ni,Mn)<sub>0,01</sub>(Cr,Al,Ca,Na,K)<sub>0,15</sub>]<sub>1,0</sub>Si<sub>1,0</sub>·  
 $\frac{5}{6}$   
 ·0,14FeS·0,71(Fe<sub>0,3</sub>Ni<sub>6,5</sub>Co<sub>0,5</sub>)  
 $\frac{1}{7}$   $\frac{5}{7}$

ные соотношения в них элементов (в долях Si)

Энстатитовый		Углеродистый тип I	
вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si
38,47	(1,0000)	21,74	(1,0000)
0,12	0,0023	0,07	0,0024
1,78	0,0546	1,59	0,0862
0,23	0,0047	0,35	0,0127
0,02	0,0004	0,18	0,0070
0,23	0,0050	22,86	0,8791
21,63	0,8378	15,24	1,0445
1,03	0,0287	1,18	0,0581
0,64	0,0323	0,71	0,0633
0,16	0,0053	0,07	0,0041
~1,0	0,9687* (-Δ 3,13%)	~2,16	2,1574* (+Δ 0,42%)
8,09	0,1437	-	-
23,70	0,6629	-	-
1,78	0,0473	-	-
0,12	0,0032	-	-
~0,7143 (5/7)	0,7134 (-Δ 0,13%)	-	-
Сл.	-	0,27	0,0105
-	-	5,65	0,4870
0,32	0,0416	2,99	0,6880
-	-	6,71	1,5440
0,34	0,0590	19,17	5,8824
99,89		100,03	
~1,0	1,060 (+Δ 6%)	~2,16	2,1574 <sup>3*</sup> (+Δ 0,42%)
~1,75	1,7734 (+Δ 1,34%)		

Углеродистый [Mg<sub>1,0</sub>(Fe,Mn,Co,Ni)<sub>1,0</sub>(Al,Cr,Ti)<sub>0,1</sub>(Ca,Na,K)<sub>0,1</sub>]<sub>2,2</sub>Si<sub>1,0</sub>·S<sub>0,5</sub>·C<sub>2</sub>·H<sub>6</sub>.

Обычный сильножелезистый (H) хондрит, метеорит Оукли (Wiik, 1956). То же, слабожелезистый (L) метеорит Кюсю (Mason, Wiik, 1961). Энстатитовый хондрит, Дейниелс, Куил (Prior, 1916); кроме того, в анализе был определен NiO 0,11 (коэф. 0,0023). Углеродистый хондрит типа I, Оргуейл (Wiik, 1956); кроме того, в анализе были CoO 0,06 (коэф. 0,0082) и NiO 1,19% (коэф. 0,0440).

стих анионных компонентов. Это позволяет, как правило, относительно достоверно вычислять стехиометрию силикатной фракции, долю металлической фазы и несиликатных минералов. Последняя, правда, может быть и неопределенной из-за неясности соотношений между сульфидами и карбидами, с одной стороны, и самородными S и C — с другой. Это, однако, в основном относится к окисленным углеродистым хондритам.

Выявляющаяся в хондритах картина весьма показательна. В энстатитовом хондрите при валовом соотношении  $B/Si = 1,7734$  (т.е.  $B_7Si_4$ ) силикатная фаза отвечает практически метасиликату  $B_1Si_1$  ( $-Δ 3,13\%$ ), что вполне увязывается с преобладанием в ней орто-

Таблица 11. Химический состав главных групп магматитов

Элементы	Хондриты ( $\chi$ )		Гипербазиты ( $\sigma$ )	
	вес. %	$a B/Si$	вес. %	$a B/Si$
Si	18,0	(1,0000)	19,0	(1,0000)
Ti	0,05	0,0016	0,03	0,0009
Zr	-	-	-	-
Al	1,30	0,0752	0,45	0,0247
V	-	-	-	-
Cr	0,25	0,0075	0,2	0,0057
Mn	0,2	0,0057	0,15	0,0040
Fe	25,0	0,6985	9,85	0,2607
Co	0,08	0,0021	0,02	0,0005
Ni	1,35	0,0359	0,2	0,0050
Cu	0,01	0,0002	-	-
Zn	-	-	-	-
Mg	14,0	0,8985	25,9	1,5747
Ca	1,40	0,0545	0,7	0,0258
Sr	-	-	-	-
Ba	-	-	-	-
Na	0,70	0,0475	0,57	0,0367
K	0,085	0,0034	0,03	0,0011
Rb	-	-	-	-
$\Sigma aB^{2+}$		1,8306		1,9398
$B/Si^{2+}$	1,40	( $-Δ 0,76\%$ )	2,0	( $-Δ 3,12\%$ )
C	0,04	0,0052	0,01	0,0012
F	-	-	0,01	0,0008
Cl	-	-	-	-
P	0,05	0,0025	0,017	0,0008
S	2,0	0,0973	0,01	0,0005
O	35,0	3,4135	42,5	3,9268
$\Sigma$	99,515		99,637	
Формула	$B_7Si_5$		$B_2Si_1$	
$W_k^{2+}$	7,6962	} $+ΔW_k =$ 7,0543	7,8696	} $+ΔW_k =$ 7,8504
$W_a$	7,0543			

\* Содержание элементов в количествах не менее 0,0н% из таблиц кларков А.П. Виноградова; пропуск означает, что в данной группе содержание элемента ниже 0,0н%.

2\* Сумма катионов  $\Sigma aB$  (в эквиваленте к  $Si = 1$ ) дана без вычета, а  $B/Si$  с вычетом количеств катионов, связанных с иными анионами, кроме  $Si:\chi-Fe, Ni$  в шрейберзите (0,0075), когените (0,0156), трюлите (0,0973) и самородном  $FeNi$  (0,3209),  $\Sigma 0,4413$ ;  $\sigma-Fe$  сульфида (0,0005),  $Ca$  апатита и флюорита (0,0017),  $\Sigma 0,0022$ ;  $\beta-Fe$  сульфида (0,0011),  $Ca$  апатита, флю-

пироксена. В оливинсодержащих обычных хондритах силикатная фракция очень четко тяготеет к составу  $B/Si = 1,40$  ( $\Delta: -0,54; +0,45\%$ ), свойственному ряду земных пород, в частности пикритам, оливиновым базанитам, а также лунному базальту. Вместе с тем суммарное отношение катионов к Si (включая сульфидную и металлическую фракции) не превышает 2 и четко различается в высокожелезистых хондритах, практически точно соответствуя здесь ортосиликату  $B/Si = 2,0$  ( $-\Delta 2,28\%$ ), и в маложелезистых хондритах, отвечая другому уровню дискретности земных пород  $B_5Si_3$  ( $B/Si = 1,666; +\Delta 0,46\%$ ).

Особое положение занимают углеродистые хондриты типа I. Сложный их состав с преобладанием водных серпентиноподобных фаз, с

и атомные отношения элементов в них

Базиты ( $\beta$ )		Мезиты ( $\delta$ )		Окситы ( $\gamma$ )	
вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si	вес. %	a B/Si
24,0	(1,0000)	26,0	(1,0000)	32,3	(1,0000)
0,9	0,0220	0,8	0,0180	0,23	0,0042
0,02	0,0003	0,026	0,0003	0,02	0,0002
8,76	0,3792	8,85	0,3543	7,7	0,2481
0,02	0,0005	0,01	0,0002	-	-
0,02	0,0005	-	-	-	-
0,2	0,0043	0,12	0,0024	0,06	0,0009
8,56	0,1794	5,85	0,1132	2,7	0,0420
-	-	-	-	-	-
0,016	0,0003	-	-	-	-
0,01	0,0002	-	-	-	-
0,013	0,0002	-	-	-	-
4,5	0,2166	2,18	0,0969	0,56	0,0200
6,72	0,1962	4,65	0,1253	1,58	0,0343
0,044	0,0006	0,08	0,0010	0,03	0,0003
0,03	0,0003	0,065	0,0005	0,083	0,0005
1,94	0,0988	3,00	0,1410	2,77	0,1048
0,83	0,0248	2,3	0,0635	3,34	0,0743
-	-	0,01	0,0001	0,02	0,0002
	1,1227		0,9167		0,5293
1,1	( $+\Delta 1,05\%$ )	0,9	( $+\Delta 0,39\%$ )	0,5	( $-\Delta 4,26\%$ )
0,01	0,0010	0,02	0,0018	0,03	0,0027
0,037	0,0023	0,05	0,0028	0,08	0,0037
-	-	0,01	0,0003	0,024	0,0006
0,14	0,0053	0,16	0,0056	0,07	0,0020
0,03	0,0011	0,02	0,0007	0,04	0,0011
43,5	3,1818	46,0	3,1059	48,7	2,6468
100,30		100,201		100,337	
$B_{1,1}Si_1$		$B_{0,9}Si_1$		$B_1Si_2$	
6,5264	$+\Delta W_k =$	5,9939	$+ W_a =$	5,1202	$+ W_a =$
6,3152	$= 0,2112$	6,1562	$= 0,1623$	5,2614	$= 0,1412$

орита и кальцита (0,0110),  $\Sigma 0,0121$ ;  $\delta$ -Fe сульфида (0,0007), Са апатита, флюорита и кальцита (0,0125),  $\Sigma 0,0137$ ;  $\gamma$ -Fe сульфида (0,0011), Са апатита, флюорита и кальцита (0,0074),  $\Sigma 0,0085$ .

3\* Баланс валентностей катионов ( $W_k$ ) и анионов ( $W_a$ ) хондритов приведен для валового состава, а для земных пород только для силикатной части после вычета несилкатных составляющих, перечисленных выше.

большим количеством углеродистого вещества и углеводородов, свободной серы, присутствием феррита, сульфатов, карбонатов не позволяет оценить состав силикатной фракции. Однако валовое соотношение  $B/Si = 2,1574$  и в этом случае практически не выходит за рамки, установленные для земных пород. Для всех хондритов крайне характерно соотношение  $Mg/Si$ , близкое к единице. В пользу закономерных стехиометрических взаимосвязей всего вещества хондритов свидетельствуют простые кратные соотношения металлической фазы с кремнием  $M/Si = 1/2, 1/5, 5/7$ ; с присоединением сульфидной фракции к металлической эти соотношения как простые кратные сохраняются  $M+FeS/Si = 3/5, 1/3, 6/7$ .

### СРЕДНИЕ СОСТАВЫ ГЛАВНЫХ ГРУПП МАГМАТИТОВ

При оценке состава главных групп магматитов в нашей стране обычно пользуются таблицами кларков А.П. Виноградова [2]. В табл. 11 приведены содержания элементов, присутствующих в количествах не менее  $n \cdot 10^{-2}$  в хондритах и главных группах земных магматитов. Средний состав хондритов по величине соотношения валового  $B/Si$  занимает промежуточное положение между высоко- и низкожелезистыми обычными хондритами, а базисилициевый модуль силикатной фракции  $1,40$  ( $- \Delta 0,76\%$ ), т.е.  $B_7Si_5$ , практически такой же как и в этих двух породах. Это свидетельствует о выдержанности стехиометрии силикатной составляющей хондритов (и, видимо, об отсутствии в выборке иных каменных метеоритов).

Средний состав гипербазитов по величине  $B/Si = 2,0$  ( $- \Delta 3,12\%$ ) близок к ортосиликатному, и это хорошо увязывается с такими же соотношениями для кимберлитов и дунитов. Незначительное несоответствие между содержаниями катионов и кислорода с дефицитом последнего (порядка  $0,1$  вес.%) позволяет предполагать, что это может отражать присутствие незначительных количеств самородных элементов (например  $Fe$ , равное  $0,35$  вес.%).

Средний состав базитов по величине  $B/Si = 1,110$  близок к метасиликатному и занимает промежуточное положение между габбро и толеитовым базальтом (что естественно). При пересчете на формулу с кислородом обнаруживается избыток катионов, эквивалентный  $5\%$  самородного  $Fe$ . Отчасти, это отражает неучет  $Fe^{3+}$ , но, видимо, имеется и какой-то дефект в определении средних содержаний.

Средний состав мезитов с  $B_{0,9}Si_{1,0}$  согласуется со средними составами вулканитов и плутонитов этой группы и занимает среди них промежуточное положение (с учетом андезитов Чейеса и Дели). Избыток кислорода соответствует дефициту  $B^{2+}$  порядка, например  $2,8$  вес.%, тогда как сумма элементов уже больше  $100\%$ . Таким образом, вероятно, здесь имеет место какая-то погрешность в определении средних содержаний.

Средний состав окситов по величине  $B/Si = 0,5 (+\Delta 4,26\%)$  удовлетворительно совпадает со средним составом как гранитов, так и риолитовых обсидианов. Избыток кислорода составляет 1,30 вес. % и это позволяет так же, как и в предыдущем случае, предполагать погрешности в определениях средних содержаний.

Как можно видеть, у земных магматитов по мере усиления полимеризованности (увеличения кремнеземистости) последовательно уменьшается атомное отношение кислорода к кремнию ( $O/Si: \sigma 3,93; \beta 3,18; \delta 3,11; \gamma 2,65$ ), тогда как его доля в валовом составе возрастает -  $O/B + Si: \sigma 1,34 (4/3); \beta 1,50 (3/2); \delta 1,63 (\sim 5/3); \gamma 1,74 (\sim 7/4)$ . Такие же соотношения выявляются и в средних составах типоморфных пород. Если принять конечные идеализированные составы - ортосиликатный ( $\sigma$ ) и щелочного риолита ( $\gamma$ ), а для базитов ( $\beta$ ) - толеита и мезитов ( $\delta$ ) - андезита Дели, то величины  $O/Si$  в этом ряду кратно гарьрируют:  $\sigma 4,0 (4/1); \beta 3,33 (10/3); \delta 3,0 (3/1) (2,892 \text{ по } W_k); \gamma 2,4 (6/5)$ ; фактор вариации  $O/Si$  во всем ряду вулканитов составляет 1,66. Величина  $O/B + Si$  в том же ряду изменяется:  $\sigma 1,33 (4/3); \beta 1,66 (5/3); \delta \sim 1,66 (34/21 = 1,6190); \gamma \sim 1,75 (12/7 = 1,714)$ . Близость величин  $O/Si$  толеита и андезита подчеркивает сходство состава наиболее распространенных базитов и мезитов, а наибольшая окисленность  $\gamma$  придает дополнительный семантический смысл их групповому наименованию - окситы.

#### ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ СТЕХИОМЕТРИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ МАГМАТИТОВ (ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ)

Стехиометрия магматитов до сих пор не привлекала внимания главным образом в связи с оценками химизма (в вес. %), скрадывающими естественные соотношения элементов. Видимо, полуторавековая практика использования в петрохимии вес. % нанесла огромный урон развитию петрографии. Природа плохо знакома с десятичной системой счисления, но в ней неизменно проявляются соотношения в простейших долях. Пренебрежение этим естественным свойством материи привело к тому, что в петрографии все углубленнее фиксировались детали, в том числе мнимые, как это показано выше на примере ложного положения о пересыщенности толеита, тогда как общая картина вариаций состава магматитов и по сей день остается весьма туманной. Последнему в немалой степени способствует и представление о непрерывных изменениях состава магматических пород, укоренившееся вопреки убедительно иллюстрируемой кривыми распределения их химической дискретности. В связи с этим можно напомнить знаменитую дискуссию начала прошлого века между К.Л. Бертолле и Ж.Л. Прустом о составе природных фаз, в которой восторжествовало мнение Пруста-Дальтона о дискретных соотношениях в них элементов. Однако положение о привилегии дискретности, элементарное в химии, слабо проникло в геологические науки о веществе. Так, даже в минералогии лишь в последние годы с раз-

витиём тонких методов исследования вещества постепенно сходит со сцены концепция изоморфизма представляющая частный вариант догмы К.Л. Бертолле. Тем более не укладывались в привычные представления стехиометрические соотношения в валовом составе полиминеральных ассоциаций. Между тем они свойственны не только силикатным магматитам.

Универсальность стехиометрических соотношений в валовом составе горных пород подтверждается тем, что они присущи не только магматитам, но также метаморфитам и хемогенным осадкам. Так, автор впервые обратил на них внимание при изучении химизма полосчатых магнезиальных скарноидов [22], в связи с чем было высказано предположение о том, что главный признак равновесия этих пород — простейшие соотношения элементов, которые и определяют в зависимости от термодинамических факторов количественные соотношения тех или иных фаз. Казалось это приложимо лишь к метасоматическим породам, в отношении которых, благодаря работам Д.С. Коржинского и его школы, укоренилось представление о доминирующей роли химического равновесия. Однако впоследствии подобные соотношения обнаружались и в магматических породах [23], в связи с чем был предпринят изложенный здесь общий петрохимический анализ, выявивший стехиометрическую систему магматитов. Универсальный космический характер последней явствует из рассмотренных выше стехиометрических особенностей хондритов, считающихся вулканитами иных небесных тел [38], поскольку естественные дискретные соотношения элементов в этих породах укладываются в рамки стехиометрической системы земных магматитов.

Стехиометрия и дифференциация магматитов. В наиболее общем виде роль стехиометрических факторов в дифференциации можно проиллюстрировать на примере хондритов. Поскольку валовая стехиометрия энстатитовых и обычных хондритов в целом и их силикатных фракций в частности укладываются в пределы и уровни дискретности базитовой ветви земных пород, то их металлическую фазу можно обоснованно рассматривать как восстановленное обычное силикатное вещество, а процесс возникновения хондритов интерпретировать с точки зрения зонной плавки в резко восстановительных условиях, при которых главные закономерности стехиометрического регулирования расплавов сохраняли свою силу. Известной аналогией могут быть толеитовые андезиты, в которых простые кратные соотношения  $B/Si$  и  $B_i/B_t$  сохранились за счет окисных фаз, соответствующих по роли самородным металлам метеоритов.

Выделение разновидностей сильно и слабожелезистых обычных хондритов подчеркнуло известную дифференцированность этого, ранее считавшегося очень однородным, класса метеоритов. Стехиометрические соотношения катионов четко демонстрируют и качественно, и количественно характер этой дифференцированности. Совершенно очевидно, что наименее дифференцированы углеродистые хондриты, для которых А. Рингвуд [43] показал наибольшую близость с солнечным веществом по содержаниям более 30 элементов.

Остальные рассмотренные выше хондритовые породы по степени усиления дифференцированности располагаются в ряд: слабожелезистые — сильножелезистые — энстатитовые хондриты. При этом в стехиометрическом аспекте иллюстрируется правило Прайора о повышенной доле никеля в металлической фазе при малом ее содержании и одновременной повышенной железистости силикатной фракции. В энстатитовом хондрите практически все железо перешло в металлическую фазу, тогда как в наименее дифференцированных слабожелезистых хондритах доля Fe в силикатах составляет  $1/3$  Si а в сильножелезистых хондритах —  $1/4$ .

При самом беглом сопоставлении стехиометрии углеродистых и остальных хондритов четко выявляется общая направленность дифференциации метеоритного вещества. В углеродистых хондритах суммарная доля Fe близка к единице, а во всех остальных типах метеоритов она не превышает  $3/4$ , аналогичным образом в углеродистых хондритах больше не только S, C, H, что ясно без всяких пересчетов, но также (в долях Si) — Al и Na. Отсюда следует, что обычные и энстатитовые хондриты — продукты дифференциации метеоритного вещества с удалением из них (в ядро небесных тел) преимущественно Fe (и Cr) и центробежной миграцией Na, Al и эквивалентного им количества Si при индифферентном поведении Mg. Таким образом, представляется, что наиболее достоверная интерпретация процессов дифференциации метеоритов возможна лишь с использованием приемов стехиометрической петрохимии.

У земных магматитов в стехиометрической системе наглядно проявляется резко больший размах дифференциации плутонитов по сравнению с вулканитами. На обобщенно-нормативной диаграмме (см. рис. 5, а) показаны лишь немногие составы плутонитов (в основном в поле отсутствия вулканитов), присутствующие в действительности и во всей области составов вулканитов. Кроме того, крайние плутонические кумулаты и пегматиты, как уже отмечалось, попадают в безвулканитовые поля, тяготеющие к вершинам  $\Delta B$  и  $\Delta Si$ , а если с известной условностью в качестве конечных членов силикатных магматитов принять чисто радикальные кварцолиты (не вдаваясь в аргументацию их истинно-магматической или остаточно-гидротермальной природы) и базальные бескремнеземистые ферролиты (хромититы и магнетититы) Левинсон-Лессинга, то плутониты заполняют около  $3/4$  ромба  $\Delta B - B_{mi} - B_{mt} - \Delta Si$ , включая все его вершины. С другой стороны, вулканиты, достаточно полно отображенные на диаграмме (см. рис. 5, а), присутствуют примерно в  $3/8$  ее общего поля. Таким образом, если диапазон дифференциации оценивать площадями составов рассматриваемой системы, то у вулканитов он вдвое уже по сравнению с плутонитами. Общий размах радикальной дифференциации нормальных вулканитов ( $B_2Si_1 - B_2Si_5$ ) ограничен лишь пятикратным фактором вариации  $B/Si$  (при  $\rightarrow \infty$  у плутонитов), а доля инесиликатной фракции у них в большей части системы (при  $B/Si < 1,33$ ) не превышает  $2/5$  на главном метасиликатном уровне, уменьшаясь от него в обе стороны, и лишь

в гипербазитовой половине (при  $B/Si > 1,33$ ) базитовой трапещии вулканы реализуются во всем диапазоне ине-тектосиликатных составов. В самом схематизированном виде можно говорить о расширении базального диапазона дифференциации вулкаников по мере увеличения  $B/Si$  от одной точки состава чисто тектосиликатного щелочного риолита до всего интервала ортосиликатных (ине-текто) составов.

Поле составов нормальных вулкаников достоверно фиксирует вариации состава магм. Однако, несмотря на несомненные проявления кристаллизационной дифференциации в расслоенных интрузивах, само по себе наличие крупных обособленных тел плутонитов конечных составов позволяет предполагать их возникновение и в связи с собственно магматической дифференциацией, проявляющейся, следовательно, с большим размахом в плутонической обстановке.

В стехиометрической системе магматитов наглядно обособляются и главнейшие ряды дифференциации (безотносительно к конкретным магматическим формациям), в общем виде отображающие аспект их непрерывности. Эти ряды, образуемые отдельными стехиосериями или сопряженными стехиополями, подразделяются на два типа. Ряды одного типа тяготеют на диаграмме обобщенно-нормативного состава к радиальным стехиометрическим линиям, фиксирующим преимущественную вариацию  $Si$ . По этому признаку такие ряды можно назвать радикальными. Ряды второго типа тяготеют к базальным стехиолиниям. Как по этому "геометрическому" признаку, так и по признаку вариации вдоль них катионов-оснований, их можно назвать базальными. Геолого-петрографические различия этих двух типов особенно четко выявляются при рассмотрении широко известных рядов дифференциации: пироксенит-норит-анортозит ( $F$ ), мельтейгит-ийолит-уртит ( $H$ ), а также - троксолит-горнблэндит ( $G$ ) и пироксеновый-слюдяной перидотит ( $I$ ). Все эти породы не имеют вулканических аналогов, а пироксениты и частично перидотиты располагаются в поле составов, в котором вообще отсутствуют вулканы. Таким образом, чисто плутонические ряды дифференциации относятся к базальному типу и в них преимущественно проявляется вариация катионов. При этом с увеличением доли щелочей базисилициевый модуль несколько возрастает и суббазальные линии таких рядов слабо склоняются на диаграмме к точке  $ois$  (ортотектосиликатного состава).

Все радикальные ряды дифференциации ( $A-E$  на рис. 5,  $a$ ) представлены вулканиками (и плутоническими их аналогами). Главная их особенность - изменения доли  $Si$ . Радикальный характер рядов дифференциации вулкаников хорошо проявляется даже у "малых" рядов  $D$  (мелилититовый) и  $E$  (нефелинитовый). При этом в них по мере увеличения щелочности в отличие от плутонических рядов происходит не увеличение, а уменьшение базисилициевого модуля, и они несколько отклоняются на диаграмме обобщенно-нормативного состава от вертикали в сторону точки  $ois$  (ортоинесиликатного состава), т.е. неизменно имеют перекрещенную симметрию с суб-

базальными плутоническими рядами даже в отклонениях от идеальных направлений. Явная причастность вулканизма к радикальной, с вариацией Si, дифференциации позволяет связывать ее с "открытыми" магматическими системами и с изменениями глубинности (в самом вулканическом акте или уровнях генерации магмы), тогда как базальные, с вариациями одних катионов, плутонические ряды дифференциатов, очевидно, возникают в закрытых системах на одном уровне глубинности.

Соотношения рядов дифференциации друг с другом и особенности стехиометрического стиля внутри отдельных рядов позволяют высказывать и некоторые более частные предположения. Наиболее важный ряд А — окситовая ветвь магматитов нормальной щелочности (толеит-риолит) — обычно известен под названием известково-щелочной серии. На диаграмме обобщенно-нормативного состава этот ряд исходит из точки метасиликатного уровня, в которой совмещаются слегка идеализированные составы толеита и андезита Нокколдса (андезито-базальта других авторов). Однако, как это было показано, в системе  $fsp-pxn$  обе породы бескварцевые, но различаются по составу и доле  $fsp$ : у толеита  $fsp-Ca_{50}Na_{40}K_{10}$  и составляет 1/2 атомного объема породы (включая  $Si_{норм}$ ), а у андезита  $Fsp - Ca_{40}Na_{50}K_{10}$  и составляет 2/3 породы. Доля  $fsp$  2/3 породы выдерживается в других составах ряда, тогда как в остальной трети  $pxn$  последовательно кратно заменяется на  $qz$ . Эта общность стехиометрического стиля подкрепляет представление о едином известково-щелочном ряде дифференциатов, истоки которого в стехиометрической системе магматитов коренятся в идеально насыщенном Si составе метасиликатного уровня, отличающемся от толеита лишь количественной вариацией  $pxn/fsp$  (от 1/1 до 1/2). Примечательно, что и у диоритов доля  $fsp$  составляет 2/3 породы, как у андезитов и большинства окситов; по величине  $B/Si$  (1,163) они близки к метасиликатным базитам. Таким образом, как среди вулканитов, так и среди плутонитов истоки главной окситовой ветви магматитов лежат на фундаментальном метасиликатном уровне близко к толеиту. Становится ясной в связи с этим отмечавшаяся ранее невыразительность проявления петрохимической дисперсии кларков малых элементов в мезитах [20] и получает дополнительное обоснование тенденция к рассмотрению андезитовой магмы как основной [16].

В щелочно-окситовом ряду В обнаруживаются соотношения, близкие к свойственным известково-щелочному ряду. Истоки трахитоидного ряда В коренятся в метасиликатном составе муджиерита, и в целом трахитоиды явно оторваны от оливин-базальтоидного семейства, с которым их нередко генетически связывают. Таким образом, можно полагать, что все пересыщенные Si породы как нормальной, так и повышенной щелочности — суть дифференциаты расправов главного базального метасиликатного уровня.

Второй важнейший (после А) ряд дифференциатов — щелочно-базитовую ветвь вулканитов (ряд С на рис. 5, а, кимберлит-фоно-

лит) образуют стехиополя, дискретно располагающиеся вдоль всей диагонали базитовой трапеции  $B_{mt-ois}$  (ортоинесиликатный состав). Это подкрепляет представление о самостоятельности оливин- и щелочно-базальтовой магмы и более глубинной ее природе по сравнению с нормальной толеитовой. В последнее время весь этот "сквозной" радикальный ряд вырисовывается в пространственных и генетических связях формаций щелочных гипербазитов, базитов и фонолитов (с радиальными парами - аналогами), подчеркиваемых рядом исследователей.

Среди главных базитовых плутоцитов - габбро, диорит, пироксенит, норит, анортозит - две первые породы считаются интрузивными аналогами вулканитов (базальт, андезит). Они фиксируют в своем составе в основном валовую дифференциацию расплава метасиликатного расплава с обособлением разных количественных сочетаний инесиликатной (с участием Ca) и тектосиликатной фракций. Однако остальные три породы, образующие единый плутоновый ряд, более дифференцированы. Идеальный пироксенит - чисто инесиликатная порода, в которой нет главных элементов  $B_i - Al, Na$  и  $K$ . Контрапарой ему служит идеальный анортозит - чисто тектосиликатная порода без инесиликатных элементов -  $Mg, Fe (Ti, Mn)$ . При этом в обоих случаях "двуликкий" Ca прочно сохраняет свои позиции, составляя как в пироксенитах, так и анортозитах  $1/4$ . Наконец идеальный норит, будучи промежуточной инетектосиликатной породой, близкой к габбро, отличается от последнего чисто тектосиликатным Ca, содержание которого здесь в нормативном полевым шпате наибольшее -  $2/3$ . Таким образом, идеальный норит в качественном отношении тяготеет к анортозиту и представляет как бы смесь дифференцированных бескальциевой инесиликатной и тектосиликатной фракций в соотношении  $\sim 2:3$  (в долях Si). Конечной контрапарой анортозитов в ряду с промежуточным норитом должны быть ортопироксениты. При этом норит, будучи аналогом габбро по доле тектосиликатной фракции ( $3/5$  породы), отличается от него не только составом пироксена, но и практически отсутствием избытка  $B_i$ , т.е. проявляет ряд признаков "предельности". Не менее резко базальная дифференциация и предельный характер пород проявляются в щелочно-гипербазитовом плутоновом ряду дифференциации мельтейгит-уртит.

Таким образом, дифференциация плутоцитов по сравнению с вулканитами в целом отличается как большим размахом, так и контрастностью, проявляющейся в большей "предельности" не только конечных, но и промежуточных составов. Радикальные ряды в общем соответствуют "боуэновскому" тренду последовательно дифференцированных магматических формаций (рост Al и щелочей и падение Fe и Mg по мере увеличения Si), тогда как "феннеровский" (скергаардский) тренд однородных и контрастных формаций (рост Fe с одновременным падением Al и Mg на фоне почти неизменного содержания  $SiO_2$ ) - это частный случай базальной дифференциации с переходом от известково-щелочной к железистой (толеитовой) серии Нокколдса [41].

Четкая "взаимноперпендикулярность" в стехиометрической системе рядов дифференциации двух типов позволяет, в частности, подчеркнуть, что в общих "радиальных" построениях, например в оценках состава плутонических реститов и фундамента коры, некорректно оперировать непосредственно породами базальных рядов (анортозиты, троктолиты и др.), как это иногда делают, а следует опираться на систематические вариации состава радикальных рядов, в радиальных парах — аналогах которых вулканические члены обладают относительно пониженным базисилициевым модулем. Такие соотношения, вероятно, можно установить по средним составам любых двух достаточно полных выборок анализов интрузивных и вулканических пород одного интервала кремнеземистости, в частности, они, например, проявляются и при сопоставлении окситовых (салических) пар-аналогов интрузивных и вулканических формаций. Вулканизм, таким образом, практически во всех его проявлениях представляет действенный механизм центробежной миграции Si, Al, щелочей и других окситовых элементов. Этот вывод, дебатировавшийся применительно к проблеме выплавления магм из мантии и основанный на гипотетическом "пиролите" или других предполагаемых моделях ее состава, гораздо обоснованнее без каких-либо допущений и предположений вытекает из прямого сопоставления пар аналогов плутонит-вулканит. В этом аспекте показательны как относительно общие сопоставления, например практическое отсутствие инесиликатных вулканитов, так и такие детали, как меньшая инесиликатная доля у пералкалиновых гранитов по сравнению с их вулканическими аналогами. Казалось бы, здесь имеют место обратные тенденции к относительному уменьшению базитовости в интрузивных породах. Однако это объясняется щелочным характером инесиликатной фракции, которая, следовательно, определяется "центробежными" элементами с тенденцией к относительной концентрации в вулканитах в радикальных рядах дифференциации. Радикальная магматическая дифференциация посредством вулканизма прямо соответствует выведенному ранее автором [21] ряду "центробежности-центростремительности" элементов в литосфере на основании их распределения в средних составах главных групп магматитов, включая хондриты как аналоги глубоких частей мантии<sup>4</sup>. Таким образом, радикальная диффе-

<sup>4</sup> По этому признаку была предложена и геохимическая классификация элементов, неудачные модификации которой появились в последние годы. Поскольку в них, правда, без всяких ссылок на первоисточник, использованы понятия и термины, введенные П.П. Смолиным, допущенные авторами алогизмы и ошибки могут дискредитировать исходное построение, основанное на математически единообразном использовании петрохимической дисперсии кларков в реальных средних составах пород. Ю.А. Щербаков [30] в этих же целях использовал кларки и произвольные смеси разных метеоритов (как общий состав Земли), глин и гранитов, необоснованно выведенные составы океанической и континенталь-

ренциация во всех ее проявлениях дополнительно подкрепляет концепцию о химической зональности литосферы, иногда оспариваемую не только геофизиками, но и петрографами. Так, М.С. Козлов [8, 9] полагает, что субстрат, из которого вышлавляются предположенные им четыре родоначальные магмы, до глубины порядка 200 км и более имеет средний состав земной коры. В результате выплавления магм комплементарные тугоплавкие остатки, по его мнению, соответственно на наибольших глубинах должны быть самыми "кислыми" (комплементарными гипербазитовой магме) и наоборот на меньших глубинах генерации гранитной магмы — наиболее "основными". Соответственно вариации плотности Земли связываются исключительно с изменением кристаллической структуры вещества.

Представлению об отсутствии химической зональности Земли, однако, противоречит не только кардинальный факт нашего существования на границе лито- и атмосферы, но и приведенные здесь данные о направленной дифференциации вещества в процессе вулканизма.

Наряду с представлением об отсутствии химической зональности Земли, в последнее время укрепляются концепции "изначальности" земной коры и циклического обращения вещества в ее наружных оболочках, включая субдуктивное поглощение корового материала мантией. Соответственно ослабевают тенденции эволюционного подхода к геологической истории. Однако, если возврат вещества в подкоровые глубины относится к области чистых спекуляций, то его центробежная миграция, достоверно оценивается прямым сопоставлением пар — аналогов вулканит-плутонит. В этом видна шаткость концепций, игнорирующих общую эволюцию в геологической истории, на всем протяжении которой и по сию пору в процессе вулканизма независимо от его типа — базальтоидного, андезитового или риолитового, непрерывно происходит направленное селективное перемещение вещества к поверхности Земли. Отсюда следует также, что для обоснования самого по себе эволюционного развития земной коры нет даже необходимости подчеркивать гомодромные

---

Окончание сноски

ной коры. Наряду с резкой эклектичностью этой классификации в ней допущены внутренние противоречия. Так, Mg отнесен к истинно центростремительным, т.е. накапливающимся в ядре, элементам, что противоречит в рамках подхода самого Ю.А. Щербакова накоплению этого элемента в гипербазитах. Дальнейшее усовершенствование классификации осуществил С.С. Шульц (мл.) в книге "Методы теоретической геологии" [15], призванной внедрить дедуктивный подход. С.С. Шульц вполне дедуктивно выделил группу монотонно накапливающихся в земной коре центробежных летучих, тогда как попавшие сюда Br, J, S, Hg, судя по "индуктивным" данным, имеют в действительности совсем иное распределение, а S и Hg и вовсе относятся к центростремительным элементам. Можно было бы привести и другие ошибочные и противоречивые положения в этих двух построениях.

тенденции во временных рядах магматических формаций (также оценивать относительные объемы пород), поскольку и в антидромных рядах (при любых относительных объемах) вулканы окситовее своих плутонических аналогов.

Стехиометрия и естественная классификация магматитов. Любые классификации и петрохимические пересчеты магматитов прежде всего служат формальным описательно-сопоставительским целям как основа сравнения и систематизации пород. Классификации, построенные на модальном составе, в частности, и последняя международная [7] приложимы лишь к плутонитам. Химическая классификация CIPW [34] из-за излишней детальности и формально-нормативного характера не выдержала испытания временем и предана забвению. Вместе с тем в качестве всеобщей основы для сопоставления всех магматитов повсеместно используется химический признак — содержание  $\text{SiO}_2$ , которое, в частности, вновь и совершенно своевременно выдвинуто ведущими советскими петрографами в качестве главного классификационного признака магматитов [1]. Предложенный здесь подход собственно лишь развивает эту вполне оправданную практику с включением в единый показатель — базисилициевый модуль — всего состава магматитов и выражением этого состава не в весовых долях, скрадывающих естественные соотношения элементов, а в их атомных количествах, притом опосредствованно через единственный анионный компонент —  $\text{SiO}_2$ .

Охарактеризованная стехиометрическая система магматитов позволяет однозначно утверждать, что в магматитах ярко проявляется тенденция к установлению простых кратных отношений компонентов, на которых и должна основываться естественная их классификация. Между тем новейшие ее варианты, например международная классификация плутонических магматитов [7], исходят из количественно-минеральных условных градаций в десятичном счислении. Другая слабая сторона современных тенденций в классификации магматитов — пренебрежение инесиликатной фракцией (например в общем ромбе AQPФ Штреккгейзена [7]). В классификации Нокколдса [41] вообще учитываются только соотношения кварца, полевых шпатов и фойдов, а все нещелочные гипербазиты отнесены к рангу насыщенных пород. Не учитываются темноцветные и в последней разработке химической систематики магматитов [1], опирающейся на градации в вес.%  $\text{SiO}_2$  и  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ . Предлагаемая система оценки естественных вариаций состава магматитов при дополнении базисилициевого модуля обобщенно-нормативными фракциями с равноправной ролью базитовых и окситовых элементов, избытков любых катионов или кремния лишена односторонности, проявляющейся в последних петрографических классификациях. Возможности использования стехиометрии магматитов выявляются на диаграмме обобщенно-нормативного состава (см. рис. 5,а), на которой обособились естественные поля и ряды, отвечающие всем известным семействам, кланам, рядам, группам. По-видимому, использование большего числа средних составов не изменит сколько-

нибудь существенно полученную картину, о чем свидетельствует плотное расположение точек многих средних составов известково-щелочных базальтов, близких к толеиту. Как можно видеть на рис. 5, а, естественные стехиометрические группировки не отвечают предложенным границам главных групп магматитов по вес. %  $\text{SiO}_2$ . Из этих границ лишь мезит-окситовая ( $\delta$ - $\gamma$ ,  $\sim \text{B}_2\text{Si}_3$ ) удачно делит пересыщенное Si поле (с учетом состава пегматитов,  $\text{B}_1\text{Si}_3$ ) на равные по  $\Delta\text{Si}$  части, тогда как границы между мезитами ( $\delta$ ) и базитами ( $\beta$ ), последними и гипербазитами ( $\sigma$ ), особенно  $\delta$ - $\beta$ , секут фундаментальные уровни дискретности  $\text{B}/\text{Si}$  и естественные стехиометрические поля. В базитовой трапеции нормальных магматитов (исключая крайние кумулаты) намечается разделение на две равные области около величины  $\text{B}/\text{Si} = 1,33$  ( $\text{B}_4\text{Si}_3$ ), поскольку величины  $\text{B}/\text{Si}$  инетектосиликатных и ультращелочных тектосиликатных вулканитов не менее 1,33. Во всех случаях целесообразно выделять анхиметасиликатную зону (насыщенные породы), границы которой можно принимать узко по условной незначимости отклонений  $\text{B}/\text{Si}$  от единицы, например, как это принято в настоящей работе, у  $\text{B}/\text{Si} = 1 \pm 0,055$  ( $\Delta = 1/18$ ) или по  $\Delta = 1/6$  ( $\text{B}/\text{Si} = 1 \pm 0,166$ ), поскольку именно такая доля другого конечного состава выявляется в отдельных рядах дифференциации (мельтейгит-уртит и др.).

Наиболее определены в стехиометрической системе радиальные границы между ине-, промежуточными и тектосиликатными магматитами, а также пределы нормальных магматических пород (представленных вулканитами) по величине базисилициевого модуля ( $\text{B}_2\text{Si}_1 - \text{B}_2\text{Si}_5$ ). Четкая простейшая стехиометрия предельного состава щелочных риолитов позволяет предполагать, что они представляют конечный оксидовый член нормальных расплавов, устойчивых в условиях разной глубинности. В связи с этим приобретает новый смысл выделение гиперокситовых пород. Обычно при рассмотрении химизма оксидовых магматитов речь идет лишь о пересыщенных кремнеземом породах, в которых присутствует свободный кварц, и это совершенно справедливо при сопоставлении с насыщенными (метасиликатными) породами, например базальтом и бескварцевым андезитом Нокколдса. Однако вполне оправдано и обратное рассуждение по отношению к фундаментальному уровню щелочных риолитов, ярко фиксирующих в стехиометрии специфическую "оксидовую" насыщенность одними тектосиликатными катионами. По отношению к нему все более базитовые породы пересыщены катионами, притом в них появляются элементы  $\text{B}_i$ , тогда как породы еще более кремнеземистые обосновано по естественному, а не условному признаку можно назвать гиперокситовыми, пересыщенными кремнеземом по сравнению с предельным оксидовым составом нормальных магматитов. Состав щелочного риолита близок к границе ацидитов ("кислых" пород) и гиперацидитов ("ультракислых" пород) Левинсон-Лессинга, выделенной им по величине коэффициента кислотности 5,0, поскольку у щелочного риолита эта величина составляет 4,55.

В настоящий момент трудно судить о точных естественных гра-

ниях между нормальным и щелочным рядами предложенной советскими петрографами систематики [1], отдельными семействами и рядами дифференциации магматитов, хотя по средним составам все они обособляются достаточно ясно. Такие границы должны быть обоснованы кривыми распределения, подобными приведенным на рис. 4. Эта работа несомненно со временем будет проделана петрографами, и в ее процессе более строго будет обоснована также и сама дискретность магматитов.

Природа дискретности состава магматитов обычно в общем виде трактуется с позиций существования того или иного числа родоначальных магм, которые в свою очередь рассматриваются преимущественно в геологических аспектах (уровни генерации и т.п.). Стехиометрическая система, однако, свидетельствует о том, что решение этой проблемы прежде всего коренится в самом химизме и физико-химии магматизма. В настоящем сообщении был сделан упор на вулканические породы, поскольку в отношении плутонических магматитов всегда существует сомнение по поводу влияния на их состав кристаллизационной дифференциации.

Поскольку вулканитам свойственна стехиометричность, в несколько смещенном виде проявляющаяся и в интрузивных их аналогах, можно утверждать, что наблюдающиеся в магматических породах простые атомные соотношения элементов прямо отображают особенности состава магм. В последнее время частные проявления ликвации силикатных расплавов неоднократно фиксировались в вулканических стеклах [12] и экспериментально [13, 35]. В работе П. Хесса [35] особенно интересны данные о распаде расплавов на инесиликатную и тектосиликатную составляющие. Однако разрыв смесиности в изученных частных системах при реальных температурах магматизма очень велик, и часто тектосиликатная жидкость близка к  $\text{SiO}_2$ , тогда как составы двух жидкостей в областях их стабильного и метастабильного сосуществования остаются неясными. Таким образом, как прямые признаки ликвации в стеклах, так и эксперименты с силикатными расплавами пока иллюстрируют лишь саму по себе возможность разделения расплавов на магматической стадии, но мало что дают для конкретного обоснования общей картины дифференцированности магматитов.

Можно полагать, что разделение и формирование расплавов регулируется стехиометрическими соотношениями компонентов, как это было установлено Д.И. Менделеевым для растворов. Представление о магме как некотором преимущественно дальтонидном соединении логически завершают хорошо известные петрографам интерпретации сростков распада твердых фаз. Последние, гомогенизируясь при повышении температуры, отнюдь не становятся чисто механическими смесями. Близкая мысль была высказана М.С. Козловым [8], по гипотезе которого кислые расплавы следует рассматривать как соли биметакремниевой ( $\text{R}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_5$ ), средние — как соли метакремниевой ( $\text{R}^{2+}\text{SiO}_3$ ), основные — как соли пирокрем-

ниевой ( $R_3^2+Si_2O_7$ ) и ультраосновные расплавы — как соли ортокремниевой кислоты ( $R_2^2+SiO_4$ ). В этой концепции самое главное — подчеркнутая дискретность состава силикатных расплавов, что вполне совпадает с мнением автора настоящей статьи. М.С. Козлов попытался это положение обосновать и некоторыми данными о наибольшей распространенности пород с простейшими кратными отношениями компонентов, осложнив себе задачу, однако, принятием излишне чувствительного мерил кратностей в виде удельной валентности аниона ( $V/S$ ) определяющей как результат деления суммы валентностей всех катионов на атомное количество кремния. М.С. Козлов получил поэтому для средних составов многих пород практически непрерывный ряд вариаций избранного показателя и вынужден был предпринимать специальные усилия для обоснования главного своего положения о самом существовании уровней дискретности [9]. Преимущество атомного соотношения катионов с кремнеземом, принятого здесь в качестве главного показателя химизма магматитов, заключается не только в большей его наглядности прежде всего с петрохимической точки зрения (степень насыщенности) и с точки зрения меньшей жесткости в оценках кратностей, но и по существу, ибо именно число катионов определяет реальный химизм пород, тогда как состояния расплавов, в частности соотношения O/N и заряды атомов в них, сугубо гипотетичны. Вместе с тем, как было показано выше, у магматитов, помимо составов, действительно отвечающих четырем поликремниевым кислотам, имеются, очевидно, другие промежуточные уровни дискретности, и к ним то, вероятно, и тяготеют многие составы из образовавших непрерывный ряд изменения  $V/S$  на диаграмме М.С. Козлова. Неудачная методическая предпосылка привела этого исследователя и к некоторым ошибочным выводам. Так, базальты и андезиты оказались у него соответственно пирокремниевыми ( $B_3Si_2$ ) и метакремниевыми ( $B_1Si_1$ ). Между тем наиболее широко распространенные толеиты, как и андезиты (по С. Нокколдсу), явно тяготеют к фундаментальному метасиликатному уровню дискретности ( $B_1Si_1$ ) по соотношениям катионов и кремния, но различаются с простейшей кратной вариацией долями инесиликатной и тектосиликатной фракций.

Таким образом, стехиометрическая система магматитов согласуется с гипотезой М.С. Козлова лишь в общем утверждении о радикальной их дискретности и в большей мере взаимодействует пока с экспериментальными данными о суббазальной ликвации силикатных расплавов на ине- и тектосиликатную жидкости. П. Хесс [35], в частности, установил уменьшение разрыва сместимости этих жидкостей при введении Al, что объясняет резкое преобладание в природе глиноземистых тектосиликатных магматитов. Вероятно, состав магматитов фиксирует дискретные смесимости двух базальных жидкостей разных уровней радикальной дифференцированности (или закономерные их сочетания в области несмесимости). Можно полагать, что как базальная ликвация, так и радикальная дифференциация регулируются стехиометрическими факторами, кото-

рые, наряду с эвтектическими и котектическими соотношениями должны помочь найти в самой физико-химической сути магматизма решение перманентных проблем родоначальных магм, их дериватов, конвергенции и различий дифференциатов разных рядов и т.д. Уже при настоящем состоянии обособленности стехиометрическая система магматитов с несомненностью свидетельствует о большей дальтонидности силикатных расплавов по сравнению, например, с расплавами металлов, водными растворами и органическими полимерами.

В процессе редактирования этой работы появились данные, уточняющие это положение. Пересчеты 16 ликвационных пар резко различной контрастности в вулканических стеклах, приведенных А.А. Маракушевым (Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979), свидетельствуют о стехиометрическом регулировании их состава. При этом в малоконтрастных парах в липаритах и игнимбритах одна из фаз обычно обладает более четкой стехиометрией. Такие случаи в отличие от контрастной ликвации распада, видимо, целесообразно определять как ликвацию упорядочения. Большинство ликвационных пар относится к радикальному (с ине- и тектосиликатным уклонами) типу дифференциации, хотя и имеются примеры чисто базальной ликвации. Тектосиликатно-радикальная кварц-полевощатовая (кислотно-щелочная, по А.А. Маракушеву) ликвация проявляется в липарит-трахитовых пересыщенных Si<sub>1</sub> составах и направлена в общем вкост классическому инесиликатно-радикальному ряду толеит-риодит как и базальные ряды дифференциации пересыщенных В составов, прямые признаки ликвации которых утрачиваются в силу полнокристалличности плутоноидов. Вместе с тем П.П. Смолинским показано (ДАН, 1980, 252, № 2), что во всех трех фациях глубинности офиолитового комплекса Троодос преимущественно ликвационная природа дискретности магматитов фиксируется в зависимостях атомных долей элементов от В/Si комплементарными вариациями совмещенных трендов пар элементов, звездчатыми их сопряжениями и наиболее четко — пересечением прямолнейных серий Mg и Al, явно отображающим распад состава  $\sim B_4Si_3$  на резко глиноземистый и существенно магнезиальный по схеме  $2(4/9Mg \cdot 4/9Ca \cdot 4/9Al) \rightarrow 2/9Mg \cdot 5/9Ca \cdot 7/9Al + 6/9Mg \cdot 3/9Ca \cdot 1/9Al$ . В этой плутоноидической паре (анортосит-оливиновое габбро) размах вариации Al достигает 2/3 при размахе В/Si 1/3.

На уникальном материале систематического опробования расслоенного интрузива Липов Куст, Воронежская антеклизы, любезно предоставленном А.К. Симоном и В.А. Лихачевым (частично см. Сб. Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974), описан и конкретный случай дифференциации базитовой магмы в чисто плутоноидической обстановке. Здесь также обнаружилось четкая стехиометрия как среднего состава, близкого к среднему габбро, так и выделенных типов пород, и проявления как базальной, так и радикальной дифференциации. Дискретность стехиометрических вариаций состава дополнительно подтверждает мнение А.К. Симона о преимущественно магматической, а не кристаллизационной природе дифференциации.

В целом состав ликвационных фаз вулкаников колеблется в интервале 0,75 В/Si ( $B_1Si_1 - B_1Si_4$ ) и 0,66 В ( $B_{mt}$  от 2/9 до 8/9), но в конкретных парах не превышает 0,66 В/Si ( $B_1Si_1 - B_1Si_3$ ) и 0,33 В ( $B_{mt}$  от 1/3 до 2/3). Дифференциация плутоноидов в массиве Липов Куст также проявилась в интервале и 0,75 В/Si ( $B_1Si_1 - B_7Si_4$ ) и 0,63 В ( $B_{mt}$  от 1/7 до 7/9; (Mg+Fe\*) от 1/4 до 7/4), т.е. размах базальной дифференциации в одном плутоноидическом массиве больше, чем у ликвационных фаз

вулканитов в целом. Таким образом, общее положение о преимущественно радикальном с участием вулканизма и базальном плутоническом типах дифференциации нуждается в уточнениях и дальнейшем обосновании, хотя в целом и кажется попрежнему справедливым.

Наряду с сенсационными открытиями карбонатитовых и железистоокисных лав, выявление среди вулканитов гипероксидных ликвидационных пар  $B_1Si_3-B_1Si_4$  (хотя и редких, поскольку в большинстве случаев нижняя величина не опускается ниже  $B_2Si_5$ , предельный состав щелочного риолита) наводит на мысль о необходимости по мере дальнейшего накопления материала вернуться к вопросу о пределах базисилициевого модуля нормальных силикатных расплавов.

Задачи дальнейшего изучения стехиометрической системы магматитов сводятся прежде всего к дополнительному ее обоснованию как эмпирическому, так и теоретическому. В последнем аспекте необходима разработка физико-химической модели магматических фаз как соединений преимущественно дальтонидного типа. Вместе с тем нужен и более широкий подход, поскольку стехиометрические соотношения свойственны и метаморфическим породам. Так, при обсуждении стехиометричности полосчатых скарноидов автор [22], предположил, что в процессе метаморфической дифференциации стратификационные поверхности раздела обособляли прослои, в пределах которых устанавливалось локальное химическое равновесие, первичным признаком которого были простейшие соотношения главных элементов, т.е. равновесные полиминеральные ассоциации, возникающие в процессе реакционного взаимодействия в метаморфизирующей осадочной толще, выступали как некоторые "сверхфазы". Наконец, стехиометричность свойственна и полиминеральным хомогенным осадочным породам [24]. Таким образом, возникает как несколько частных, так и общая проблема теоретического обоснования валовой стехиометрии равновесных полиминеральных ассоциаций, образующихся в результате весьма различных природных процессов (магматизм, метасоматизм, хомогенная седиментация).

В области эмпирического обоснования стехиометрии магматитов в свою очередь существуют два направления — экспериментальное и уточнение естественных соотношений дискретности и непрерывности магматитов статистическими методами. В последнем случае крайне важен правильный подход к составлению выборок для определения границ отдельных полей и средних составов. Так, видимо, малоценны средние составы, выведенные "по авторам". Они фиксируют преимущественно резкие расхождения в номенклатурном подходе, да и просто незадачливость исследователей. Уже упоминалось, например, что в выборки из 1775 и 2203 анализов андезитов "по авторам" попали породы с содержанием  $SiO_2$  от менее 50% до 70% и более, т.е. в них, кроме андезитов, включены как базальтоиды, так и дациты.

Такой же характер, "по авторам", имеют и все новейшие средние Р. Ле Метра [36], выведенные по выборкам, области составов которых резко перекрывают друг друга. Симптоматично поэтому, что, например, в серии средних составов вулканитов оксидовой вет-

ви, по С. Нокколдсу, наибольшая стехиометричность обнаруживается у предельных пород — пералкалиновых и щелочных риолитов, толеитов. Выборки для этих пород составлялись с использованием естественных химических признаков, например для пералкалиновых риолитов по признаку пересыщенности щелочами, тогда как в выборки промежуточных пород, ограниченных условно по весовому содержанию  $\text{SiO}_2$ , попадали представители смежных видов, что затушевывало, естественно, их идеальную стехиометрию.

Наиболее веские свидетельства против дискретности состава магматитов как будто приведены Р. Ле Метром [36], на суммарных диаграммах которого для всех магматических пород в целом (по 25924 анализам) отсутствуют сколько-нибудь заметные минимумы. Р. Ле Метр в связи с этим полагает, что любая классификация горных пород будет условной. Как видно, при сравнении рис. 5, а и б, разрывы между полями составов, имеющиеся на обобщенно-нормативной диаграмме, исчезли на катионной диаграмме. Следовательно, с исключением Si из диаграмм резко утрачивается картина изменчивости состава. На диаграммах же с участием Si, в частности на диаграмме Бурри [32] QLM (кварц-фельдшпатоид-оливин и окислы), построенной в норме Ниггли в весовых процентах и по существу близкой к нашей обобщенно-нормативной диаграмме, непрерывность распределения, вероятно помимо методических (вес.%) искажений, обусловлена взаимным наложением точек состава пород радикальных и базальных рядов дифференциации.

Таким образом, как в оценке изменчивости состава отдельных пород "по авторам", так и во "всеобщей" выборке у Р. Ле Метра явно происходит смешение генетически разнородных объектов. Повидимому, такого рода поиски "случайных" статистических закономерностей не всегда бывают эффективны, и необходимо вначале найти естественные критерии разграничения пород и семейств: прежде всего рассматривать порознь вулканиты и плутониты, а среди последних искать основания для разграничения плутонических аналогов вулканитов и продуктов собственно базальной дифференциации. Трудности решения этой задачи заключаются например в том, что наиболее ясные сейчас общие базальные ряды дифференциации представлены недосыщенными Si породами, несомненно лишенными вулканических аналогов, тогда как в области пересыщенных Si составов этот категорический критерий принадлежности к базальным рядам можно пока только предполагать. Так, отклонения от общего правила меньшей базитовости вулканических членов, наблюдающиеся в парах тоналит-дацит и гранодиорит-риодацит, видимо, связаны с наличием базальных рядов, представители которых попадали в выборки пород, относимых к плутоническим членам радикальных рядов, нарушая правильные соотношения. Вероятно, решение такого рода вопросов вполне возможно при целенаправленной ревизии методом стехиометрической петрохимии материалов формационного анализа магматитов, почти не затронутых в этой статье. В частности, окситовый базальный ряд намечается по пространственно-временным связям гранит-граносиенитовой и щелочно-сиенитовой

5. Зак. 1832

формаций. Наконец, естественную дискретность следует оценивать и по естественным атомным соотношениям, оставив практику прямого использования процентов, которая, в частности, дополнительно обесценила огромную работу Р. Ле Метра.

В заключение следует подчеркнуть, что главное в этой статье — не предположенные следствия, касающиеся природы расплавов и характера общей дифференциации, а сам факт стехиометрических соотношений элементов в валовом химическом составе магматитов. Независимо от того, насколько будет воспринято положение о стехиометричности, автор настойчиво подчеркивает необходимость использования для всех петрохимических сопоставлений и построений именно атомных отношений компонентов, адекватно отображающих химизм, в отличие от десятичных весовых их вкладов. На этом особенно настаивал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг — основоположник отечественной петрохимии, и совершенно напрасно советские петрографы пренебрегли его указаниями.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е.Д., Богатиков О.А., Бородаевская М.Б. и др. Систематика магматических горных пород. — Изв. АН СССР, 1978, Сер. геол., № 10.
2. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
3. Барт Т. Теоретическая петрология. М.: Изд-во иностр. лит., 1956.
4. Биркис А.П., Богатиков О.А. Анортозиты Западной Латвии. — В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974.
5. Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964.
6. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1956.
7. Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) пород. М.: Недра, 1975.
8. Козлов М.С. К вопросу об источнике и условиях образования магматических расплавов. — Изв. АН СССР, 1972, Сер. геол., № 1.
9. Козлов М.С. К общей теории магматических расплавов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 9.
10. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О разграничении базальтов и андезитов. О разграничении липаритов и дацитов. — В кн.: Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1952, т. 3.
11. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Петрография. Л.; М.: Госгеолиздат, 1940.
12. Маракушев А.А. К проблеме генезиса стратиформных интрузивов. — В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузивах. Л.: Наука, 1979.
13. Марков В.К., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н. Ликвация в ультраосновных-щелочных расплавах по данным экспериментов при высоких  $P$  и  $T$ . — Физика Земли, 1976, № 5.
14. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967.
15. Методы теоретической геологии. Л.: Недра, 1978.
16. Петров В.П. Магма и генезис магматических пород. М.: Недра, 1972.

17. Рехарский В.И., Смолин П.П. О рациональной номенклатуре главных групп магматических пород и характерных для них химических элементов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 8.
18. Рудник В.А. Нормативная система пересчета применительно к эндогенному литогенезу. М.: Недра, 1977.
19. Смолин П.П. Формационные типы гипербазитов и их минералогия. - Докл. АН СССР, 1964, т. 159, № 2.
20. Смолин П.П. Связь петрохимической дисперсии кларков с периодической системой элементов. - Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 1.
21. Смолин П.П. Прикладное значение петрохимической дисперсии кларков. - Докл. АН СССР, 1966, т. 166, № 1.
22. Смолин П.П. О химической дискретности контактно-метамagneзиальных пород Хингана. - В кн.: Авторефераты работ ИГЕМ, 1971 г. М., 1972.
23. Смолин П.П. Петрохимия магматических пород бруситовых месторождений Хингана. - В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магнезиальными комплексами и вулканизмом. М.: Наука, 1978.
24. Смолин П.П., Шевелев А.И. Генетические типы магнезитов и критерии прогнозирования их месторождений. - Литол. и полезн. ископ., в печати.
25. Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970.
26. Стефанова М. Петрохимия магматических пород. М.: Мир, 1979.
27. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970.
28. Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975.
29. Шмакин Б.М., Макрыгина В.А. Геохимические особенности мусковитовых пегматитов и их контактовых ореолов. М.: Наука, 1969.
30. Шербаков Ю.Г. Химическая эволюция вещества Земли и эндогенное рудообразование. - Тр. Ин-та геол. и геофиз., 1976, вып. 255.
31. Barth J.F.W. Oxygen in rocks a basis for petrographic calculations. - J. Geol., 1948, v. 56, N 1.
32. Burri C. Petrochemical calculations based on equivalents. Jerusalem: Israel Program for Scientific Translations, 1964.
33. Chayes F. The chemical composition of cenozoic andesite. - In: Proc. Andesite Conf. - State of Oregon Dept. of Geology and Mineral Industries. Bull., 1969, v. 65.
34. Cross W., Iddings J., Pirsson L., Washington H.A. Quantative chemico-mineralogical classification of igneous rocks. - J. Geol., 1902, v. 10.
35. Hess P.S. Structure of silicate melts. - Canad. Mineral., 1977, v. 15, p. 2.
36. Le Maitre R.W. The chemical variability of some common igneous rocks. - J. Petrol., 1976, v. 17, part 4.
37. Mason B., Wiik H.B. The composition Ottawa Chateau-Renard and Knocks - New Concordia meteorites. - Amer. Museum Novitates, 1961, N 2069.
38. Mueller R.F., Saxena S.K. Chemical petrology. N.J. Springer-Verlag, 1977.
39. Niggli P. Gesteine- und Mineralprovinzen. Berlin, 1922.
40. Nockolds S.R. Average chemical compositions of some igneous rocks. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, v. 65, N 10.
41. Nockolds S.R., Knox R.W.O'B., Chinner G.A. Petrology for students. Cambridge, Cambridge University Press, 1978.
42. Prior I.T. On the genetic relationships and classification of meteorites. - Mineral. Mag., 1916, N 18.
43. Ringwood A.E. Genesis of chondritic meteorites. - Rev. Geophys., 1966, v. 4.
44. Ringwood A.E. Composition and petrology of the earth's mantle. USA, McGraw-Hill, 1975.
45. Wiik H.B. The chemical composition on some meteorites. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1956, N 9.

В.И. КОВАЛЕНКО, П.В. КОВАЛЬ,  
В.С. АНТИПИН, В.М. ЯКИМОВ

## **ПРОБЛЕМЫ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ЗОН ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ МЕЗОЗОЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА)**

Проблема рудоносности геологических объектов всегда была и остается наиболее актуальной в геологических науках. Исследованию ее посвящены весьма многочисленные работы. Несмотря на то, что мы далеки от окончательного решения этой крайне сложной и многообразной проблемы, имеются существенные достижения в области петрологии, геологии месторождений полезных ископаемых, металлогении и учения о потенциальной рудоносности интрузивных комплексов, которые приближают нас к созданию общей теории рудогенеза, способной достаточно полно осветить все стороны проблемы рудоносности.

Проблема потенциальной рудоносности гранитоидов остается одной из важнейших в металлогении зон тектоно-магматической активизации. В их пределах (мезозойские структуры МНР, Забайкалья и многих других частей Азии; герциниды Западной Европы; мезозойские и кайнозойские структуры Африки, Азии и других крупнейших регионов) сконцентрирована подавляющая часть месторождений вольфрама, олова, редких элементов, большое количество месторождений золота, меди, полиметаллов и т.п. Большинство из них, по крайней мере пространственно, связано с различными магматическими породами. В связи с этим выявление генетических и других связей рудной минерализации с магматическими (в частности, с интрузивными) породами зон тектоно-магматической активизации и разработка критериев потенциальной рудоносности таких пород составляет основную задачу настоящей работы.

Для решения этой задачи необходимо было выяснить ряд вопросов, касающихся геохимической истории многих редких и рудных элементов в петро- и рудогенетических процессах, генезиса некоторых типов пород, а также генетической природы самих зон активизации. Эти задачи в конкретном изложении могут быть сформулированы следующим образом.

1. Разработка классификации рудных месторождений, рудопроявлений и магматических пород зон активизации.
2. Изучение геохимии и генезиса редкометалльных гранитоидов как характерных рудных образований зон активизации.
3. Изучение геохимии вольфрама и золота в процессе образования магматических пород зон активизации и признаков потенциальной вольфрамо- и золотоносности магматических пород.
4. Изучение пространственных и временных закономерностей рас-

пределения магматических пород, рудных месторождений и рудопроявлений в ареалах (зонах) тектоно-магматической активизации.

5. Изучение пространственных и временных связей ареалов тектоно-магматической активизации с геосинклинальными зонами.

6. Исследование положения зон тектоно-магматической активизации в крупнейших структурах Земли, поиски современных аналогов зон активизации.

7. Разработка критериев потенциальной рудоносности магматических пород зон активизации и выделения перспективных в отношении оруденения районов.

Решение перечисленных задач осуществлялось в первую очередь на основе получения детальной и всесторонней вещественной характеристики магматических пород и рудных месторождений. Это потребовало выполнения весьма большого объема минералогических и аналитических работ, которые были осуществлены преимущественно в Институте геохимии СО АН СССР. Для полного обеспечения таких аналитических работ были проведены высокочувствительные определения в породах концентраций лития, рубидия, цезия, олова, стронция, бария, тантала, ниобия, вольфрама, фтора и других элементов.

Основной объем работы по решению этих вопросов был выполнен на территории Монгольской Народной Республики в составе Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. При исследовании редкометальных гранитоидов был обобщен также доступный мировой фактический материал.

В процессе работы над проблемой потенциальной рудоносности магматических пород решен ряд конкретных задач геохимии и рудоносности территории МНР.

1. Составлена карта геохимических типов мезозойских интрузивных пород в МНР в масштабе 1:1500000 [36], включенная как составная часть в Тектоническую карту МНР (1979) и в Карту мезозойской и кайнозойской тектоники МНР (1979) того же масштаба.

2. Составлена карта рудоносности МНР масштаба 1:1500000 [36].

3. Разработаны принципиально новые схемы металлогении МНР с выделением перспективных площадей с прогнозом не известных в МНР типов оруденения и с последующим обнаружением некоторых из них [36, 60].

4. На основе геохимических признаков рудоносности на территории МНР выявлены новые массивы редкометальных гранитоидов и обоснована новая монгольская провинция таких пород [24, 39]; обнаружены карбонатитовые комплексы [5, 44] и ряд новых проявлений вольфрама и редких элементов [18, 34].

Напомним, что характерной чертой зон тектоно-магматической активизации является интенсивный гранитный магматизм ("внегеосинклинальные" или "безгеосинклинальные" гранитоиды, по Ю.М.Шейнману [79]), в сочетании с глыбово-складчатыми движениями и

образованием молассоидных и вулканогенных прогибов. Формирование зон тектоно-магматической активизации может быть оторвано во времени (иногда на целые геологические эпохи) от процессов образования собственно геосинклинальных магматических и осадочных формаций [57, 81]. М.С. Нагибина [61] для рассматриваемых тектонических процессов предложила термин "ревивация". Типичным примером зон тектоно-магматической активизации (ревивации) является мезозойский Монголо-Охотский пояс, к элементам которого относятся мезозойские структуры Монголии и Забайкалья.

### ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Понятие потенциальной рудоносности магматических пород (или слагаемых ими массивов) подразумевает способность рассматриваемых пород генерировать в благоприятных геологических условиях рудные месторождения. Естественно, что имеются в виду только те месторождения, которые пространственно связаны с магматическими породами. Именно для таких рудных месторождений могут быть использованы признаки потенциальной рудоносности магматических пород.

Способность магматических пород генерировать месторождения полезных ископаемых может быть связана непосредственно с концентрированием и соответствующим отделением рудного вещества в процессе образования магматической породы и ее постмагматической и гидротермальной истории. В этом случае говорят о генетической связи оруденения с магматической породой. Возможны и более сложные проявления связи магматизма с рудными месторождениями. В частности, такая связь может осуществляться через единый источник магматических пород и рудного вещества без непосредственной генерации последнего магматической системой. Вероятно, формирование одних магматических пород способно мобилизовать рудное вещество из других пород, без взаимодействия с которыми рудные месторождения не образовались бы. Возможны и другие взаимоотношения между магматическими породами и оруденением. Во всех случаях, когда существует пространственная связь между магматической породой и оруденением независимо от генетического или парагенетического ее смысла, видимо, можно говорить о позитивной роли магматических пород (совместно с другими, например, литологическими, тектоническими и т.п. факторами) в рудогенезе, а следовательно, о способности данных магматических пород генерировать месторождения полезных ископаемых. В связи с этим мы допускаем распространение понятия потенциальной рудоносности не только на те магматические породы, для которых отчетливо устанавливается генетическая связь с оруденением, но и на некоторые другие магматические породы или их ассоциации, для которых при наличии пространственной связи с оруденением, генетическое родство не является очевидным.

Следует подчеркнуть, что смысл термина "потенциальная рудоносность" [72, 74] принципиально отличается от понятия "метал-

логенетическая специализация". Считалось, что металлогеническая специализация магматических пород отражает наличие изначально обогащенных рудными элементами магм, кристаллизация которых и приводит к образованию рудных месторождений. В общем виде это понятие не выдержало проверки временем, в настоящее время в таком смысле практически никем не поддерживается и заменено понятием потенциальной рудоносности [72]. Потенциально рудоносными могут быть магматические породы, изначально не содержащие повышенных концентраций тех или иных редких и рудных элементов. В этом отношении исходные магмы потенциально рудоносных магматических пород могут не отличаться от безрудных магматических пород. Однако в теоретическом аспекте исходные магмы потенциально рудоносных магматических пород в отличие от своих безрудных аналогов должны обладать способностью (нередко реализуемой только в благоприятных геологических и тектонических условиях) образовывать рудные месторождения либо к мобилизации и концентрированию рудного вещества из каких-либо других источников. В практическом отношении мы должны найти признаки "такой способности" потенциально рудоносных магм и по возможности понять механизм ее проявления.

С методической точки зрения для изучения потенциально рудоносных магматических пород необходим выбор модельных массивов, с которыми пространственно связаны интересующие нас месторождения, и после выделения характерных признаков потенциальной рудоносности таких массивов необходимо выяснить возможность распространения их на другие массивы изучаемой площади. Главный критерий для выбора потенциально рудоносных модельных массивов магматических пород – выдержанная пространственная связь их с рудными месторождениями. Наиболее надежным методом исследования такой связи является анализ специальных геологических карт разного масштаба (в зависимости от детальности работ). Специальными такие карты мы называем потому, что в отличие от обычных геологических карт они дополнительно должны содержать максимально возможную информацию о вещественной и, особенно, геохимической специфике интрузий, которой, как показывает опыт, в первую очередь определяется потенциальная рудоносность магматических пород. Отсюда появилась необходимость геохимической типизации магматических пород и выяснение связей пород различных геохимических типов с различными формационными типами месторождений полезных ископаемых.

Ряд важных работ по исследованию потенциальной рудоносности магматических пород Монголо-Охотского пояса выполнен Л.В. Таусоном, М.Г. Руб, И.Н. Говоровым, В.Д. Козловым, В.В. Аристовым, Р.М. Константиновым, М.И. Кузьминым, В.Л. Барсуковым, А.А. Беусом, Т.В. Билибиной, А.М. Гребенниковым, Б.А. Гайворонским, А.И. Гинзбургом, Л.Л. Петровым, С.Д. Левицким и другими исследователями. Наши исследования этой проблемы базируются на изучении магматических пород и рудных месторождений Монгольской

Народной Республики [39, 40, 60, 75]. Особенностью этих исследований является сочетание детальных работ по изучению модельных потенциально рудоносных массивов с мелкомасштабными работами по изучению пространственных закономерностей размещения магматических пород и рудных месторождений на территории МНР и всего Монголо-Охотского пояса.

### **ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МНР**

При изучении потенциальной рудоносности гранитоидов МНР основное внимание было уделено проявлениям редких элементов (Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Zr, Hf, TR, иногда Sn), месторождениям и рудопроявлениям вольфрама (иногда с молибденом, бериллием и изредка оловом) и золота. Проявления редких элементов в МНР практически только что выявлены. Они являются примером очень тесно связанных с магматизмом рудных проявлений. Золото относится к элементам, связь рудных концентраций которых с магматическими породами весьма сложна. Месторождения золота и вольфрама представляют большую практическую важность для МНР.

### **Главные типы месторождений и рудопроявлений редких элементов, вольфрама и золота в связи с мезозойскими гранитоидами МНР**

В самом общем виде проявления редких элементов (Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Zr, Hf, TR) и иногда Sn могут быть разделены на три следующие группы, отвечающие разным фациям глубинности магматических пород.

1. Группа приповерхностных редкометалльных вулканических и субвулканических пород: а) танталоносные литий-фтористые онгониты [35, 37]; б) цезийсодержащие кислые стекла [42]; в) редкоземельные калиевые щелочные породы, связанные с ними карбонатиты и апатитовые породы [5, 44, 64].

2. Группа гипабиссальных редкометалльных гранитоидов и связанных с ними пород [23, 39].

3. Группа редкометалльных пегматитов [11, 12, 39].

По общему химическому составу, а также по распределению редких элементов среди онгонитов имеются аналоги аляскистов и микроклин-альбитовых редкометалльных гранитов (онгониты даек Бага-Газрынских и района Дадал-Сомона), альбит-лепидолитовых гранитов (онгониты дайки Амазонитовой Онгон-Хайерханского месторождения), альбит-мусковитовых гранитов (онгониты дайки Штокверковой). Соответственно наиболее богаты танталом онгониты Амазонитовой дайки, хотя высокие содержания этого элемента имеются и в других телах онгонитов: в Штокверковой дайке - до 0,02%, в Бага-Газрынских дайках - до 0,03% (табл. 1). Важно, что в танталоносных онгонитах отношение ниобия к танталу опускается до

единицы и даже меньше. В среднем содержание тантала и лития выше в закаленных эндоконтактных афировых онгонитах (Амазонитовая дайка, см. табл. 1), чем в раскриталлизованных. Отсюда можно сделать вывод, что особенно эффективными должны быть поиски крупных тел афировых онгонитов, например лавовых потоков, туфовых слоев и т.п. Интересно, что известные риолиты и их туфы с редкометальной минерализацией в западных штатах США [84] весьма близки к онгонитам [35]. Поэтому, в таких телах онгонитоподобных пород, кроме бериллия, можно ожидать и другие виды редкометальной минерализации.

Первые проявления вулканических (эффузивных) онгонитов типа богатых фтором риолитов штата Юта обнаружены на территории МНР В.С. Самойловым и А.В. Гореглядом [43]. Эффузивные онгониты слагают гору Тэг-Ула, расположенную в 55 км к югу от сомона Мандал-Обо, имеют позднемезозойский возраст. В южной части толши онгонитов на размытой поверхности палеозойских гранитов и поздне-мезозойских трахитов залегают пачка гялотуфов и гялоагломератов мощностью 30-40 м. На ней расположена пачка флюидальных онгонитов мощностью 20-30 м. Рассматриваемые вулканы относятся к кислым породам с повышенным содержанием  $K_2O$  и  $Na_2O$  (калиево-натриевым), весьма высокоглиноземистым [1]. По общему химическому составу они ближе всего к умеренно дифференцированным онгонитам Бага-Газрына или Ары-Булака [35] и особенно к литий-фтористым аляскитам [23, 24]. Как и известные субвулканические онгониты, эффузивные их разности обогащены фтором, редкими щелочными металлами, бериллием, ниобием, танталом, обеднены барием, стронцием, цирконием и редкоземельными элементами. Находки эффузивных онгонитов являются прямым подтверждением нашего прогноза [36, 60] о перспективности периферических зон мезозойского тектоно-магматического ареала на редкометальные эффузивы, флюорит, радиоактивные элементы и, в частности, на оруденение типа месторождений штата Юта (США).

Иногда на субвулканические онгониты накладывается более позднее штокверковое вольфрамовое оруденение с оловом, ниобием и танталом (Онгон-Хайерханское месторождение), либо цвиттеровое оловянно-вольфрамовое оруденение с танталом и ниобием (Бага-Газрын).

Цезийсодержащие перлиты слагают дайки в раннемезозойских гранитах. Мощность даек - 2-8 м, протяженность - 200-400 м. Перлиты содержат редкие оплавленные вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. Наиболее высокие содержания цезия (до 0,09%, см. табл. 1) устанавливаются в нераскриталлизованных перлитах. Концентрация цезия уменьшается с увеличением степени раскриталлизации стекла (с усилением его "гранофиризации"). Подчеркнем также, что богатые цезием стекла являются типичными перлитами с высокими средними содержаниями воды и довольно низкими концентрациями калия и натрия. Цезийсодержащие перлиты несут несколько повышенные, по сравнению со средними концентрациями в кислых породах, содержания олова, фтора, ниобия и бериллия [42].

Таблица 1

Средние содержания редких элементов в редкометальных гранитоидах

Генетический тип проявлений, массив, порода	Li	Rb	Cs	Nb
1	2	3	4	5

Редкометальные вулканические и субвулканические породы

## 1. Онгониты

## Онгон-Хайрханский

## массив

## Дайка Амазонитовая

вкрапленников < 10%, 2%	2780	2388	He опр.	69
	1300-4060	1600-3230		47-128
вкрапленников < 10%, 2%	1490	1660	"	59
	490-3900	1200-2700		35-114
вкрапленников 10-20%	1270	1730	"	68
	740-1800	1500-2100		59-73
вкрапленников 20-30%	1710	1890	"	67
	1000-3180	1310-2830		23-74
вкрапленников 30-40%	1645	1890	"	80
	740-3400	1260-2400		57-121
вкрапленников более 40%	1710	1995	"	64
	160-2480	860-2400		47-90
среднее по дайке	1670	1876	"	69
	100-4060	830-3230		23-128

## Дайка Штокверковая

среднее по дайке	122	438	13	53
	42-500	20-970	4-30	10-91

## Дайка Промежуточная

среднее по дайке	484	870	31	42
	32-2370	78-1910	12-52	16-73

## Бага-Газрынский

## массив

среднее по дайкам онгонитов	186	842	6	65
	20-880	340-2580	4-540	30-149

## 2. Цезиевые перлиты

## Юдугинский восточный массив

вкрапленников до 15%	19	333	513	39
	6-32	320-480	276-880	35-45
вкрапленников 15-30%	22	338	172	39

Гипабиссальные породы литий-фтористых редкометальных гранитов

## Жанчивланский

## массив

Аляскиты с биотитом	195	511	25	23
	130-340	330-690	10-34	15-31

и некоторых вулканических породах Монголии (в г/т)

Ta	Zr	Hf	(TR, Y) <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nb/Ta	Zr/Hf
6	7	8	9	10	11

Редкометальные вулканические и субвулканические породы

88	60	12,4	63	0,78	4,8
28-125	25-192	6-28	40-90		
85	47	9,1	65	0,69	5,2
45-133	27-60	5-14	40-100		
76	56	11,3	75	0,89	5,8
67-88	38-87	8-12	50-90		
62	53	10	90	1,08	5,3
22-69	22-63	5-12	70-110		
53	93	10,4	107	1,51	8,9
7-120	50-189	8-13	80-160		
54	76	11,2	111	1,18	6,8
30-120	46-219	6-28	70-160		
67	66	10,7	89	1,01	6,1
7-133	22-219	5-28	40-160		

71	74	5,5	90	0,75	13,4
30-138	20-265	2-12	50-140		

49	92	7,6	He опр.	0,86	12,1
4-81	31-298	5-11			

48	82	11	"	1,3	7,4
12-373	14-139	5-23			

3,1	228	8,1	310	12,5	28,1
2,7-3,9	150-260	5-9	230-400		
2,8	230	8,4	305	13,9	27,4

Гипабиссальные породы литий-фтористых редкометальных гранитов

4	260	9,3	420*	5,7	27,9
2-11	206-363	8,5-12			

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
Микроклин-альбитовые граниты	289 166-1160	795 538-1460	18 15-24	48 32-70
Амазонит-альбитовые граниты	428 245-496	881 580-925	26 13-50	58 35-84
Альбит-лепидолитовые граниты	878 304-1123	1500 670-4480	17 7-21	75 40-160
Кварц-лепидолитовые грейзены	1315 740-4565	1639 323-4800	15 7-37	77 21-480
Альбититы	348 150-785	874 480-1300	28 15-34	44 27-170
<b>Абдарский массив</b>				
Аляскиты	338 70-508	730 190-1160	Не опр.	56 52-64
Амазонит-альбитовые граниты	396 110-700	753 330-1400	"	87 67-350
<b>Бага-Газрынский массив</b>				
Аляскиты с биотитом	147 66-360	387 270-500	"	35 34-37
Микроклин-альбитовые граниты (дайки)	236 86-840	603 400-1150	"	77 67-95
Амазонит-альбитовые граниты (пегматоидные)	630 480-800	960 815-1180	"	79 65-94
Циннвальдитовые цвиттеры	830 420-2225	578 340-1180	"	66 47-83
Кварц-топазовые цвиттеры	57 6-280	84 6-200	"	74 64-87
Полевошпатовые метасоматиты	130 74-330	402 300-460	"	46 26-74
<b>Борун-Цогтинские массивы</b>				
1. Восточный				
Аляскиты	86 24-98	308 240-400	"	59 13-134
Микроклин-альбитовые граниты	88 60-134	422 340-720	"	46 3-147
Амазонит-альбитовые граниты	150 34-305	529 320-610	"	28 8-30
2. Западный				
Биотитовый гранит	Не опр.	Не опр.	"	83 32-98
Амазонит-альбитовый гранит	191 118-216	595 475-690	"	75 59-88
Грейзенизированный амазонитовый гранит	64 21-171	870 640-1000	"	77 71-96
Кварц-мусковитовый грейзен	23 20-29	1070 970-1370	"	82 59-127
Слюдит	270 220-350	2187 1660-2290	"	78 71-96

6	7	8	9	10	11
11 5-49	104 44-152	96 9-121	220*	4,3	1,1
44 16-72	92 49-107	20 9-29	240*	1,3	4,6
49 18-100	78 21-140	13 9-30	40*	1,5	6,0
45 12-51	45 10-150	10 3-12	30*	1,7	1,0
109 24-120	20 12-37	15 6-25	30*	0,4	1,3
8,9 7-12	303 280-350	28 12-32	340 330-350	6,2	10,8
11 6-75	239 220-310	25 17-48	340 270-370	7,9	9,6
6,3 5,3-7,2	220 180-260	11 10-12	500*	5,5	20,0
17 7-26	138 96-210	10,5 5-17	430*	4,5	13,1
38 34-42	32 22-43	5 4-6	320*	2,0	6,4
14 4-35	217 184-260	21 13-26	550*	4,7	10,3
15 7-21	263 170-400	18 8-26	540*	4,9	14,6
5,2 4-6,1	220 140-220	8 5-12	1160*	8,8	27,5
3,3 2-5	74 31-151	5 2-9	Не опр.	17,8	14,8
4,0 1-7	61 9-184	5 1-12	"	11,5	12,2
6,0 4-9	59 22-94	6 3-8	"	4,6	9,8
19 10-45	165 105-270	9,2 8-11	"	4,3	17,9
54 46-148	98 41-146	11 8-14	"	1,4	8,9
31 31-96	81 22-85	7,5 10-18	"	2,5	10,8
57 36-98	83 31-166	13 7-16	"	1,4	6,3
51 31-96	62 22-85	14 10-18	"	1,5	4,4

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5
3. Не вскрытый				
Микроклин-альбитовый гранит (глубина >110 м)	<u>62</u> 13-163	<u>422</u> 411-590	<u>11,5</u> 5-19	<u>88</u> 80-96
Амазонит-альбитовый гранит (глубина <110 м)	<u>13</u> 10-52	<u>375</u> 61-424	<u>3,7</u> 2-11	<u>75</u> 60-112
<u>Югодзырский западный массив</u>				
Аляскит с биотитом	<u>136</u> 100-191	<u>470</u> 369-581	<u>20</u> 18-27	<u>27</u> 14-30
Гранит-порфир	<u>176</u> 98-217	<u>533</u> 344-720	<u>34</u> 20-47	<u>39</u> 25-58
Микроклин-альбитовый гранит	<u>352</u> 115-440	<u>982</u> 777-1173	<u>26</u> 20-39	<u>89</u> 68-118
Амазонит-альбитовый гранит	<u>403</u> 310-490	<u>1106</u> 800-1473	<u>28</u> 23-38	<u>91</u> 77-120
<u>Югодзырский рудный узел</u>				
Крупнозернистые аляскиты	<u>73</u> 48-140	<u>334</u> 276-370	<u>15</u> 10-20	Не опр.
Амазонит-альбитовые граниты	<u>347</u> 220-510	<u>751</u> 470-1120	<u>32</u> 20-48	<u>56</u> 36-80
Гранит-порфиры месторождения	<u>131</u> 80-270	<u>646</u> 310-760	<u>27</u> 20-28	<u>64</u> 48-107
Кварц-мусковитовые грейзены	<u>518</u> 280-770	<u>990</u> 490-1180	<u>87</u> 60-130	<u>36</u> 19-49
<u>Боро-Худжирский массив</u>				
Микроклин-альбитовые граниты	<u>456</u> 276-890	<u>1008</u> 820-1240	<u>17</u> 14-31	<u>63</u> 31-123
<u>Ара-Унчжунский массив</u>				
Микроклин-альбитовые граниты	<u>330</u> 94-467	<u>854</u> 753-1050	<u>17</u> 10-18	<u>38</u> 25-54
<u>Богдо-Улинский массив</u>				
Микроклин-альбитовые граниты	209*	630*	31*	100*
Пегматитовые аналоги редкометалльных гранитов				
<u>Хух-Дель-Улинское пегматитовое поле</u>				
Шерл-мусковит-альбитовые пегматиты	<u>147</u> 70-230	<u>235</u> 79-347	<u>17</u> 10-20	<u>58</u> 29-87
Топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты	<u>6197</u> 3450-8050	<u>2286</u> 1090-3080	<u>413</u> 44-699	<u>99</u> 44-163
Эльбаит-лепидолит-альбитовые пегматиты	<u>5267</u> 5106-5428	<u>2341</u> 2302-4122	<u>109</u> 105-113	<u>140</u> 130-153
Кварц-лепидолитовые грейзены	<u>9890</u> 10320-8700	<u>3630</u> 4751-3020	<u>604</u> 505-630	<u>142</u> 132-147

6	7	8	9	10	11
<u>69</u> 48-90	<u>80</u> 64-96	<u>11</u> 9-13	"	1,3	7,3
<u>107</u> 90-129	<u>50</u> 40-70	<u>11</u> 4-15	"	0,7	4,5
<u>3,0</u> 1-4	<u>186</u> 150-270	<u>8,5</u> 4-11	"	9,0	22,0
<u>6,3</u> 3-12	<u>212</u> 120-260	<u>10,2</u> 8-15	"	6,2	20,8
<u>10,1</u> 9-15	<u>137</u> 110-170	<u>18</u> 13-25	"	8,8	7,6
<u>16,1</u> 6-27	<u>160</u> 100-170	<u>19</u> 10-20	"	5,6	8,4
Не опр.	Не опр.	Не опр.	"		
<u>7,8</u> 6-23	<u>184</u> 160-280	<u>7,5</u> 4-11	"	7,2	24,5
<u>67</u> 42-114	<u>72</u> 48-96	<u>8</u> 3-11	"	0,96	9,0
<u>15</u> 10-18	<u>100</u> 28-205	<u>7,3</u> 3-10	"	2,4	13,6
<u>64,5</u> 21-125	<u>64</u> 25-105	<u>8,6</u> 7-16	"	0,98	7,4
<u>12,3</u> 7,2-18,6	<u>182</u> 32-650	<u>6,2</u> 4-8,8	"	3,1	29,3
10*	270*	14*	"	10,0	19,3
Пегматитовые аналоги редкометалльных гранитов					
<u>38</u> 27-102	<u>31</u> 22-48	<u>2,5</u> 2,1-4,4	"	1,5	12,4
<u>120</u> 21-140	<u>166</u> 31-201	<u>6</u> 2-8,4	"	0,82	27,6
<u>110</u> 100-121	<u>66</u> 40-71	<u>6</u> 2-8	"	1,3	11,0
<u>158</u> 105-168	<u>158</u> 97-170	<u>3,6</u> 2-6	"	0,9	43,9

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5
Альбититы	$\frac{515}{28-618}$	$\frac{118}{74-130}$	$\frac{28}{10-32}$	$\frac{86}{34-98}$
<u>Унчжунское пегматитовое поле</u>				
Мусковит-микроклин-альбитовые пегматиты	$\frac{63}{12-134}$	$\frac{454}{332-700}$	$\frac{40}{30-58}$	$\frac{34}{22-147}$
Лепидолит-амазонит-альбитовые пегматиты	$\frac{5690}{376-11100}$	$\frac{2494}{230-4580}$	$\frac{980}{400-1748}$	$\frac{23}{16-36}$
Эндоконтактные зоны пегматитов	4380*	3190*	1600*	11*
<u>Берхэинское пегматитовое поле</u>				
Мусковит-микроклин-альбитовые пегматиты I участка	100*	372*	10*	$\frac{65}{36-110}$
То же II участка	$\frac{90}{80-100}$	$\frac{439}{350-528}$	$\frac{18}{13-21}$	$\frac{62}{28-82}$
То же III участка	165*	586*	30*	$\frac{66}{52-88}$
То же IV участка	Не опр.	Не опр.	Не опр.	$\frac{38}{30-57}$
То же V участка	$\frac{174}{116-186}$	$\frac{214}{186-238}$	$\frac{39}{13-56}$	$\frac{78}{57-91}$
Экзоконтактный сланец	$\frac{559}{558-560}$	$\frac{568}{512-624}$	$\frac{72}{45-98}$	$\frac{61}{46-76}$
<u>Хуху-Улинское пегматитовое поле</u>				
Шерл-мусковит-альбитовые пегматиты	$\frac{15}{4-26}$	$\frac{379}{162-696}$	$\frac{26}{2-50}$	$\frac{213}{210-214}$

Примечание. Литий, рубидий, цезий определяли методом фотометрии пламени, аналитик Л.И. Черная; ниобий, тантал, цирконий, гафний - химико-спектральным, аналитики Л.Д. Макагон, Л.А. Чувашова, С. Арбатская;

Рассматриваемые перлиты МНР весьма близки к богатым цезием стеклам, описанным Г.В. Шатковым и Е.Н. Гушиным [80]. Этими авторами показано, что цезий концентрируется в стекле и его повышенные содержания являются первично магматическими. Несомненно, распространенность цезийсодержащих перлитов в МНР не ограничивается выявленным участком. Для их поисков требуются специальные исследования.

Редкоземельные калиевые щелочные породы и связанные с ними карбонатиты и апатитовые породы на территории МНР открыты в последние годы в северной Гоби в 33 км к югу от сомона Мандал-Обо [5, 44, 64]. Среди них могут быть выделены [34] проявления

6	7	8	9	10	11
$\frac{39}{10-102}$	$\frac{14}{6-48}$	$\frac{1,2}{1-4,4}$	"	2,2	11,6
$\frac{72}{13-187}$	$\frac{64}{33-650}$	$\frac{15}{6-130}$	700*	0,4	4,2
$\frac{258}{70-294}$	$\frac{74}{13-205}$	$\frac{22}{4-57}$	220*	0,09	3,5
6*	126*	4,2*	Не опр.	1,8	30,0
$\frac{32}{16-77}$	$\frac{27}{18-46}$	$\frac{2,1}{0,4-5}$	"	2,0	12,8
$\frac{58}{15-178}$	$\frac{38}{13-84}$	$\frac{2}{0,7-3}$	"	1,1	16,0
$\frac{28}{16-38}$	$\frac{51}{26-109}$	$\frac{2,7}{1-5,4}$	"	2,3	18,8
$\frac{39}{6-113}$	$\frac{25}{16-36}$	$\frac{1,6}{1-3}$	"	1,0	15,6
$\frac{106}{53-135}$	$\frac{60}{36-85}$	$\frac{5,7}{3-7}$	"	0,74	10,5
$\frac{61}{44-77}$	$\frac{141}{84-198}$	$\frac{4}{3-5}$	"	1,0	35,2
$\frac{251}{193-309}$	$\frac{116}{106-129}$	$\frac{6}{4,3-7}$	"	0,85	19,3

сумму редкоземельных элементов и иттрия - С.Р. Абрамова, В.В. Конусова.

В числителе - средние содержания, в знаменателе - пределы концентраций.

\*Единичные определения элементов в усредненной пробе.

редкоземельных элементов (р.з.э.) в магнетит-апатитовых и апатит-флюоритовых породах; в меланефелинитах; в трахитовых стеклах и стекловатых агломератах; в приповерхностных карбонатитах и карбонатизированных агломератах (со стронцием и барием); в карбонатных жилах в псевдолейцитовых сиенитах. Все они, кроме последних, относятся к позднемезозойскому вулкано-плутоническому комплексу калиевых щелочных вулканитов преимущественно трахитового (с меланефелинитами) состава и генетически связанных с ними субвулканических сиенитов (иногда псевдолейцитовых). В пределах наиболее изученного рудопроявления Мушугай-Худук установлено семь участков размерами от 300×50 м до нескольких квадратных километров, насыщенных минерализованными зонами брекчированных трахитов и

жилами карбонатитов и апатитовых пород. Мощность таких зон достигает десятков метров, а протяженность — от сотен метров до километра. Имеются также штокообразные тела диаметром до 40 м и штокверковые зоны, сложенные целестином. Содержание р.з.э. в апатитовых породах составляет 1,0–14,5%, в карбонатитах — 0,15–5,7%, в зонах карбонатизированных эруптивных брекчий — 0,1–0,7%; среднее содержание р.з.э. в стеклах трахипаритов — 0,3% [44]. В меланефелинитах среднее содержание р.з.э. составляет 0,15%. Однако оно относится к пласту пород мощностью 50 м и большой протяженности. Важно, что все перечисленные породы и особенно меланефелиниты относительно обогащены европием, представляющим большой интерес для современной техники.

Концентратом р.з.э. во всех перечисленных породах является апатит, а редкоземельная минерализация сопровождается обильным флюоритом, целестином и баритом.

Редкометалльные гранитоиды разделены нами на два главных геохимических типа [22–24]: а) редкометалльные литий-фтористые граниты; б) редкометалльные щелочные граниты, подробно охарактеризованные в следующем разделе при описании геохимических типов магматических пород.

Редкометалльные литий-фтористые граниты слагают Жанчивланский, Абдарский, Бага-Газрынский, Бору-Цогтинский, Юдугуйнский и некоторые другие массивы МНР [39], рассматриваемые нами как модельные потенциально рудоносные. В последние годы удалось выявить такие же гранитные массивы в районе Югодзырского рудного узла. П.В. Ковалем и Ю.П. Цыпуковым [54] открыт Боро-Худжиринский массив редкометалльных литий-фтористых гранитов вблизи Цаган-Дабинского вольфрамового месторождения. Наиболее танталоносными из перечисленных массивов являются микроклин-альбитовые граниты с цинвальдитом Боро-Худжирин и эндоконтактные фации поздне-мезозойских гранит-порфиров вольфрам-молибденового месторождения Югодзырь (см. табл. 1). Эти танталоносные разности литий-фтористых гранитов приурочены к апикальным частям куполовидных выходов массивов и характеризуются отношением ниобия к танталу, близким к единице. Они несут [9, 10] танталит-колумбит, а в некоторых случаях дополнительно Рb — пироксид (альбит-лепидолитовые граниты Жанчивланского массива). Литий в этих породах концентрируется в слюдах.

Остальные массивы литий-фтористых гранитов МНР менее дифференцированы, чем упомянутые выше. По соотношению ниобия и тантала, их концентрациям и минералогии слагающие такие массивы породы следует отнести к промежуточным тантал-ниобиевым, близким к известным колумбитоносным гранитам Нигерии и других регионов. Кроме их значения как прямого поискового признака на минерализацию Nb и Ta, они могут служить источником россыпей танталониобатов. В случае многофазных гранитных плутонов тантал, ниобий, литий концентрируются в поздних магматических породах. Проявляющиеся в литий-фтористых гранитах разнообразные метасоматические процессы не являются ответственными за образование их редкоче-

тальной минерализации. В то же время в разнообразных грейзенах возможны повышенные концентрации ниобия и тантала, унаследованные от подвергшихся грейзенизации танталоносных гранитов (Бага-Газрынский массив (см. табл. 1). В более поздних по отношению к цвиттерам метасоматических фельдшпатитах Бага-Газрынского массива, содержащих флюорит, проявлены повышенные концентрации редкоземельных элементов [38, 39, 41].

В редкоземельных щелочных гранитоидах МНР широким распространением пользуется минерализация редких земель, иттрия, циркония, ниобия и лития (Хан-Богдинский и Хар-Хадский массивы).

Уникальный Хан-Богдинский массив щелочных редкоземельных гранитоидов – первый массив щелочных пород в МНР, в пределах которого была обнаружена весьма концентрированная редкометаллическая минерализация [39, 30]. Именно здесь был открыт армстронгит [13] и выявлены сравнительно редкие и разнообразные цирконосиликаты, титаносиликаты и ниобосиликаты [10]. Хан-Богдинский массив сложен преимущественно среднезернистыми моношпатовыми арфведсонит-эгириновыми гранитами массивной текстуры. Внутренняя часть массива отделена от его внешней части кольцевым гребнем, который фиксируется в современном рельефе наиболее высокими гипсометрическими отметками, к вершинам которого приурочены провалы кровли вмещающих вулканогенных пород. К этому же кольцевому гребню пространственно тяготеют дайки разнообразных экеритов, грорудитов, щелочных гранит-порфиров, пантеллеритов и щелочногранитных пегматитов, нередко несущих редкометаллическую минерализацию [33]. К настоящему времени выявлено уже около десяти участков редкометаллической минерализации в этом массиве, и каждый год обнаруживаются новые. В качестве типичных примеров кратко охарактеризуем следующие участки:

В Центральном участке (3 км к северо-западу от горы Хулустэн-Хара-Ула) редкометаллическая минерализация концентрируется в субгоризонтально залегающих телах экеритов и пегматитов, приуроченных к кровле массива. В таких телах снизу вверх гранит главной фазы с резким интрузивным контактом сменяется крупноблоковым пегматитом, сложенным микроклином, кварцем, арфведсонитом, эльпидитом, иногда эгирином, выше которого располагается более поздняя метасоматическая кварцевая зона с эгирином и с крупными монокристаллами эльпидита. В самой апикальной части тела (висячий бок) располагается зона мелкозернистых закаленных экеритов, содержащих разнообразные редкометаллические минералы. Породы таких тел содержат эльпидит, желтый титаносиликат, полилитийонит, синхизит, монацит, редкоземельный сфен, водный редкоземельно-циркониевый минерал, водный марганцево-железистый силикат редких земель [10].

Северный участок расположен в зоне контакта щелочного гранита с провалом кровли кислых и средних эффузивов. Эти эффузивы и граниты массива пересекаются многочисленными субширотными дайками "слоистых" пород, сложенных чередующимися полосами экеритов различной меланократовости. Эти дайки особенно богаты редкоземель-

ными элементами, цирконием и ниобием в том случае, когда в их составе имеются многочисленные "полосы" щелочногранитных пегматитов. Мощностъ слоистых тел редкометалльных пород достигает 15-20 м при их длине по простиранию до 1,5 км. Полосы различных конституэнтов в слоистых телах чередуются незакономерно, но простирание всех полос, в том числе и пегматитов, строго подчиняется морфологии даечных тел, их контактов и не зависит от структуры вмещающих пород. Иногда жилы пегматитов вдоль своих контактов интенсивно "пегматизируют" вмещающие породы.

В многочисленных субгоризонтально залегающих телах редкометалльных гранитоидов других участков также отмечены весьма высокие содержания р.з.э. (до 2-3%), ниобия (до 0,1%), тория (до 0,07%), циркония (до 7-8%) (см. табл. 1). Причем во всех участках редкоземельные элементы концентрируются в синхизите, монаците, редкоземельном сфене, водном марганцево-железистом редкоземельном силикате, водном редкоземельно-циркониевом силикате, абакумалите [10]. Главными минералами циркония являются эльпидит и армстронгит [10, 86] (до 30%), водный редкоземельно-циркониевый силикат, реже развивающиеся по ним вторичные сферолиты циркона. Ниобий входит в состав сиреневого бесщелочного кальциевого (с барием и стронцием) ниобиевого силиката, в сфен (до первых процентов) и в минерал типа давидита. Литиевая минерализация представлена полилитиевом [32], бериллиевая - миларитом.

Примерами проявлений редкоземельных пегматитов МНР могут служить поля Хух-Дель-Ула, Унчжул и Бэрхе [30]. Около 25 жил пегматитов различного минерального состава на площади 6 км<sup>2</sup> выявлено в поле Хух-Дель-Ула. По минеральному составу они разделены на шерл-мусковит-микроклин-альбитовые, топаз-микроклин-лепидолит-альбитовые с манганопатитом, либо касситеритом и бериллом, эльбаит-лепидолит-альбитовые. Детальное описание пегматитов этого поля приведено ранее [12]. Здесь только отметим, что данные пегматиты несут интересную танталовую и часто литиевую минерализацию с содержанием тантала до 0,016% и отношением ниобия к танталу 0,9-2,3 (см. табл. 1). Тантал и ниобий в пегматитах концентрируются в танталите-колумбите, микролите-пирохлоре и касситерите (до 2-3%).

Унчжуйское поле пегматитов, кратко описанное в работе [11], расположено в экзоконтакте Унчжуйского гранитного массива и имеет площадь около 90 км<sup>2</sup>. Среди пегматитов различают биотит-олигоклаз-ортоклазовые с гранатом, иногда с мусковитом и акцессорным колумбитом; мусковит-микроклин-альбитовые с гранатом, магнезиальным шерлом, щелочным бериллом, монацитом, Sn-содержащим танталит-колумбитом, гадолинитом и реже касситеритом; лепидолит-амазонит-альбитовые с щелочным бериллом, тсилаизитом, рубеллитом, титановым тантало-ниобатом, микролитом, монацитом, ксенотимом, реже топазом, гранатом, касситеритом, олово-танталитом (?). К редкометалльным и в первую очередь к танталоносным могут быть отнесены две последних разновидности пегматитов

(см. табл. 1). Эзоконтактовые породы около таких тел пегматитов также несут повышенные концентрации редких элементов и особенно цезия. Рассматриваемые редкометалльные разновидности пегматитов тяготеют к самой периферической по отношению к гранитоидному массиву части Унчжувского поля.

В Бэрхинском поле пегматитов, расположенном в надинтрузивной зоне Дурулгуевского массива на крайнем северо-востоке МНР, пегматиты представлены слабо дифференцированными незональными разновидностями. Они состоят из калиевого полевого шпата, клевеландита, кварца, мусковита, граната и небольших количеств турмалина, апатита, берилла и колумбит-танталита. Мощность отдельных жил пегматитов колеблется от нескольких сантиметров до 5 м при протяженности 20–100 м. В среднем на 1 п.м приходится 1–2 пегматитовые жилы. Все они располагаются параллельно контактам материнских гранитных тел, представленных двуслюдяными, нередко с турмалинами и гранатом, разновидностями. Под воздействием пегматитов вмещающие породы превращены в кварц-мусковитовые породы, которые наряду с самими пегматитами являются танталоносными (см. табл. 1). Для пегматитов этого поля характерно значительное преобладание тантала над ниобием. Особенно высоки содержания тантала (309 г/т) и ниобия (213 г/т) в клевеландитовой зоне редких зональных тел пегматитов (в районе долины р. Яргайт). В этом районе имеются и другие, кроме Бэрхинского, поля таких же пегматитов.

В заключение подчеркнем важную в практическом отношении особенность редкометалльной минерализации МНР, именно – ее комплексность. Так, на многих ранее известных месторождениях вольфрама, олова, молибдена нашими работами установлены весьма повышенные, вплоть до рудных, концентрации тантала и некоторых других редких элементов, связанных с описанными выше литий-фтористыми редкометалльными гранитами. Поэтому такие месторождения, как Борун-Цогто, Онгон-Хайрхан, Югодзырь, Жанчивлан, Бага-Газрын, Цаган-Даба могут считаться комплексными.

В целом имеющийся фактический материал позволяет считать, что Монгольская Народная Республика является крупной редкометалльной провинцией с широким набором генетических типов разнообразной редкометалльной минерализации.

Вольфрам (иногда с молибденом, бериллием и оловом). Характеристика вольфрамитового оруденения МНР приведена Г.Ф. Ивановой [17].

Анализ имеющихся данных позволяет объединить изученные месторождения в следующие типы [17]: грейзеновый топаз – циннвальдитовый или “цветтеровый” [38] (Бага-Газрын, Хара-Мориту); грейзеновый кварц-мусковитовый (Югодзырь, Тумэн-Цогто); жильный гюбнерит-сульфидный (Их-Хайран, Онгон-Хайрхан Западный); жильный кварц-вольфрамитовый. Для последнего характерно различное сочетание ведущих рудных элементов: олово, вольфрам (Модото); вольфрам, в меньшей степени олово, бериллий (Цаган-Даба); вольфрам, в меньшей степени молибден, бериллий (Борун-Цогто, Чулун-Хуриэтэ); вольфрам (Буянты, Салаа, Их-Наротин-Хид).

На многих месторождениях в значительных масштабах проявлена более поздняя сульфидная минерализация. Более детальная характеристика минеральных ассоциаций сульфидсодержащих вольфрамовых месторождений приведена в монографии Г.Ф. Ивановой.

Комплексное изучение газо-жидких включений в рудных и жильных минералах из месторождений различных типов показало, что независимо от парагенетических ассоциаций температурный интервал образования вольфрамовой минерализации для абсолютного большинства изученных месторождений соответствует  $320-270^{\circ}\text{C}$  [18, 19]. В него укладывается как наиболее характерная для Монголии собственно вольфрамитовая минерализация (с вариациями состава вольфрамита  $32-65\% \text{MnWO}_4$ ) так и собственно гюбнеритовые месторождения Их-Хайрхан, Онгон-Хайрхан, Буянты, Западное.

Исключение составляет лишь месторождение Бага-Газрын грейзенного топаз-циннвальдитового (цвиттерового) типа, где значения температур достигают величины порядка  $400^{\circ}\text{C}$ . Широкая распространенность в газово-жидких включениях кварца, флюорита, топаза и касситерита этого месторождения минералов-узников свидетельствует о формировании его из высококонцентрированных растворов [62, 63].

Благодаря распространенности жидкой углекислоты в газово-жидких включениях минералов большинства вольфрамовых месторождений, удалось оценить величины давления их формирования, равные  $520-1400$  атм, что соответствует литостатическому давлению на глубинах порядка  $2-5$  км.

Баротермометрические характеристики вольфрамовых месторождений Монголии близки соответствующим значениям, полученным теми же методами для вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья -  $350-270^{\circ}\text{C}$  и  $550-1700$  атм соответственно.

Не останавливаясь подробно на характеристике оруденения отдельных месторождений, отметим их геохимическое сходство с месторождениями классических оловянно-вольфрамовых провинций [18]. Так, топаз-циннвальдитовые грейзеновые (цвиттеровые) месторождения МНР аналогичны широко известным олово-вольфрамовым месторождениям Рудных гор: Цинновцу, Крупке, Альтенбергу и др. Гюбнерит-сульфидные месторождения МНР сопоставимы с такими месторождениями Забайкалья, как Холтосонское и Бом-Горхонское; сульфидсодержащие вольфрамитовые месторождения Борун-Цогто, Чулун-Хуриэтэ - с месторождениями Букука и Белуха.

Золотое оруденение представлено богатыми в прошлом россыпями и коренными проявлениями малосульфидной золото-кварцевой формации<sup>1</sup>. Золотоносные площади контролируются зонами скрытых широтных разломов, вмещающих рудоносные многофазные габбро-гранитные

<sup>1</sup> В последние годы, по данным Ю.В. Комарова, на территории МНР устанавливаются признаки золоторудных проявлений черносланцевой формации.

интрузии и участки интенсивного гидротермального преобразования боковых пород [78].

Основной морфологический тип коренных золоторудных проявлений – кварцевые жилы, залегающие преимущественно в контактовых зонах интрузий амфибол–биотитовых и биотитовых гранитов. Жилы сопровождаются березитизацией. Ширина околосильной оторочки интенсивно измененных гранитоидов (кварц+мусковит+альбит+карбонат+пирит+микроклин) обычно не превышает несколько дециметров. Собственно березиты (кварц+мусковит+анкерит+пирит) отмечаются лишь в маломощных призальбандовых зонах. Внешние зоны колонки околосильных метасоматитов имеют площадное развитие, охватывая практически всю площадь выхода материнской интрузии.

Наиболее высокие содержания золота устанавливаются во внутренней призальбандовой части колонки околосильных метасоматитов, где наблюдаются максимальные концентрации углекислоты и серы и минимальные – кремнезема.

В последнее время Ю.П. Цыпуковым и Д. Ломбо выделен еще один морфологический тип золотой минерализации – крупные штокверковые тела в зонах интенсивного рассланцевания и трещиноватости. Метасоматические образования таких зон представлены березитоподобными апогранитными метасоматитами и апосланцевыми кварцсерицитовыми метасоматитами. Повышенные содержания золота присущи участкам зон, наиболее насыщенным прожилками кварца.

Околорудные метасоматиты и особенно метасоматиты зон рассланцевания и трещиноватости имеют важное поисковое значение. Они представляют большой интерес как источник коренного и россыпного золота.

### **Геохимические типы и возрастные циклы магматических пород МНР**

При исследовании связей оруденения с магматическими породами важно иметь рациональную вещественную и особенно геохимическую классификацию последних. Необходимость геохимической классификации магматических пород обусловлена тем, что разные типы оруденения могут быть связаны с близкими по общему химическому и минеральному составу породами, отличающимися в то же время особенностями распределения типоморфных редких элементов. Важно также геохимически отличать рудоносные и безрудные магматические породы, близкие по общему химическому составу.

В качестве единицы такой геохимической классификации магматических пород (в первую очередь для территории МНР) нами принято понятие "геохимического типа" массива [38, 40, 59].

При разработке понятия "геохимического типа" пород мы исходили из того, что эта классификационная единица, во-первых, должна быть строго определенной, так чтобы она характеризовала собой важнейшие вещественные (петрографические, петрохимические и геохимические свойства рассматриваемых пород), а во-вторых, геохими-

ческий тип должен отвечать требованию определенной пространственной независимости при его локализации, т.е. способности пород данного геохимического типа образовывать индивидуальные массивы. Это значит, что те простейшие составы породы, которые лежат в основе петрографической номенклатуры, здесь не всегда пригодны. К тому же породы некоторых геохимических типов в петрографическом и петрохимическом отношении оказываются весьма близкими, но заметно различающимися по распределению некоторых редких элементов. В-третьих, геохимический тип должен нести определенную металлогеническую нагрузку, определяя генетически связанные с ним специфические рудные проявления.

Поэтому в основу определения геохимического типа положен состав (в широком смысле слова) магматической породы, а более полное определение геохимического типа может быть сведено к следующему. Геохимический тип массивов объединяет группу пород, близких по химическому и минеральному составу, по распределению редких элементов, по поведению петрогенных и редких элементов. Породы одного геохимического типа способны формировать самостоятельные интрузивные массивы с определенным набором поздних фаз и послемагматических образований, в том числе и рудных.

Смысл понятия геохимического типа массивов магматических пород довольно близок к смыслу понятия абстрактной "магматической формации" Ю.А. Кузнецова в последней его редакции. Например, для карты магматических формаций МНР принято следующее определение магматической формации [20]: магматическая формация – это природное сообщество (ассоциация) изверженных горных пород, обладающих сходными признаками вещественного состава, тесно взаимосвязанных в пространстве, образующих геологические тела (массивы) или системы тел (группы массивов), становление которых происходило в определенных геологических условиях, отражающих вулканогенный или интрузивный характер магматизма. Различие понятий "геохимический тип массивов магматических пород" и "магматическая формация" остается в масштабности описываемых ими образований. Геохимический тип определяется для каждого конкретного массива пород, а формация – нередко для целого интрузивного комплекса, т.е. для групп массивов. Отсюда магматическая формация – более обобщенная категория, чем геохимический тип, и в принципе магматическая формация может включать в себя ряд геохимических типов. В связи с этим потенциальная рудоносность магматических формаций – более обобщенное понятие, а потенциальная рудоносность геохимических типов – более конкретное.

Подчеркнем также, что классификация геохимических типов относится к массивам магматических пород, а не к породам. В связи с этим геохимический тип будет достоверно определен только тогда, когда достоверно выявлен вещественный состав всей совокупности пород массива.

Систематизация плутонических пород на основе геохимических типов, являясь по существу типизацией массивов, объективно отражает

Таблица 2

Средние химические составы пород геохимических типов массивов МНР, по [82] (в вес.%)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	53,88	68,73	73,11	74,86	73,21
TiO <sub>2</sub>	0,95	0,4	0,28	0,16	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,85	15,67	13,69	12,89	12,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	8,93	3,27	2,43	2,00	2,68
MnO	0,14	0,07	0,06	0,05	0,07
MgO	6,02	0,95	0,39	0,10	0,25
CaO	7,82	2,03	1,12	0,60	0,58
Na <sub>2</sub> O	2,88	4,26	3,70	4,11	4,43
K <sub>2</sub> O	1,48	3,76	4,36	4,45	5,22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,12	0,09	0,09	0,08

Примечание. Геохимические типы: 1 - габбро-диоритовый, 2 - гранодиорит-гранитный, 3 - стандартных гранитов, 4 - литий-фтористых гранитов, 5 - гранитоидных пород повышенной щелочности.

\* Все железо пересчитано в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

существующую в природе вещественную дискретность интрузивных тел и определяет возможность их картирования на этой основе. Она никоим образом не противопоставляется генетическому подходу к геохимической типизации гранитоидов [71, 72], поскольку каждый из выделенных геохимических типов может найти свое собственное место в генетической классификации геохимических типов гранитоидов.

Представляется, что геохимические типы массивов плутонических магматических пород, отображенные на соответствующих картографических материалах, оказываются более надежной петрологической основой для различных металлогенических построений. Это следует из более высокой степени изученности магматических пород (каждого массива) по сравнению со степенью изученности при формационном анализе.

Геохимическую типизацию плутонических пород, естественно, трудно применить к вулканитам (за исключением щелочных пород). Эти трудности заключаются в выявлении дискретности составов тел вулканитов (аналогичных телам плутонических пород) и в недостаточной геохимической их изученности. Однако, несомненно, что эти трудности преодолимы.

Наш опыт петрографических и геохимических исследований разновозрастных рудоносных магматических пород Монголии [39], Забайкалья [2, 47], Тувы [45], Восточного Саяна [21], Нигерии [76], Казахстана, Чехословакии, ГДР, а также обзор имеющейся литературы по рудоносным, в том числе редкометальным, гранитоидам показывают, что в соответствии с приведенным определением могут быть выделены следующие пять геохимических типов массивов пород, из которых три последних объединяют редкометальные гранитоиды.

1. Габбро-диоритовый тип (петрохимические параметры, по А.Н. Заварицкому:  $a = 7,1 + 10,8$ ,  $c = 8,7 + 5,8$ ,  $e = 27,0 + 14,5$ ,  $S = 57,2-68$ ,  $Q = -8,5 + 17,4$ ); средний состав ближе всего к среднему составу кварцевого габбро, по Р. Дэли (табл. 2).

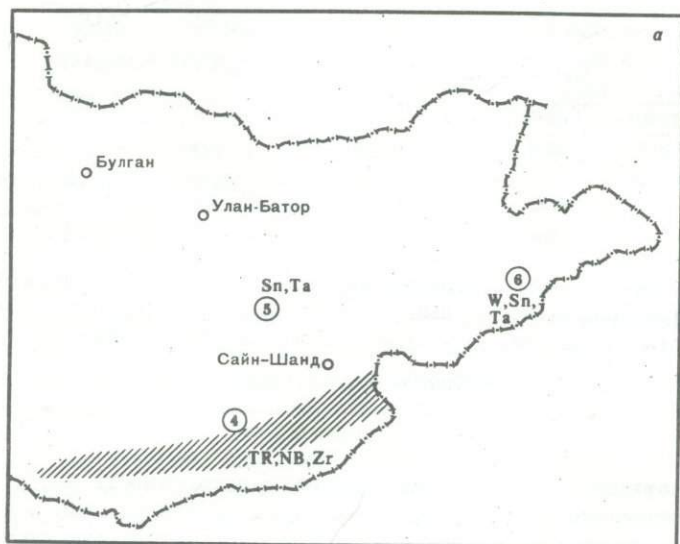


Рис. 1. Схемы распределения потенциально рудоносных магматических пород МНР позднепалеозойского (а), раннемезозойского (б) и позднемезозойского (в) возраста

1 - позднепалеозойский Южно-Гобийский пояс редкометальных щелочных гранитов или одноименный редкоземельно-циркониевый металлогенический пояс; 2-3 - раннемезозойские проявления: 2 - "внутренняя" безрудная зона батолитов, 3 - "внешняя" - зона расплывленного магматизма, 4 - мезозойские металлогенические пояса и важнейшие рудные узлы: для раннего мезозоя - 1 - Хэнтэйский и 2 - Нукут-Дабанский-Халхингольский пояса, 3 - Хара-Моритинский узел; для позднего мезозоя - 7 - Внутренний и 8 - Замыкающий пояса, 9 - Мушугайхудукский узел; для позднего палеозоя - 4 - Южно-Гобийский пояс, 5 - Хухдэулинский и 6 - Югодзырский узлы; 5-9 - важнейшие месторождения и проявления: 5 - олова и вольфрама; 6 - молибдена (мезозой), 7 - тантала, 8 - редких земель, ниобия, циркония, 9 - редких земель, стронция, апатита и флюорита

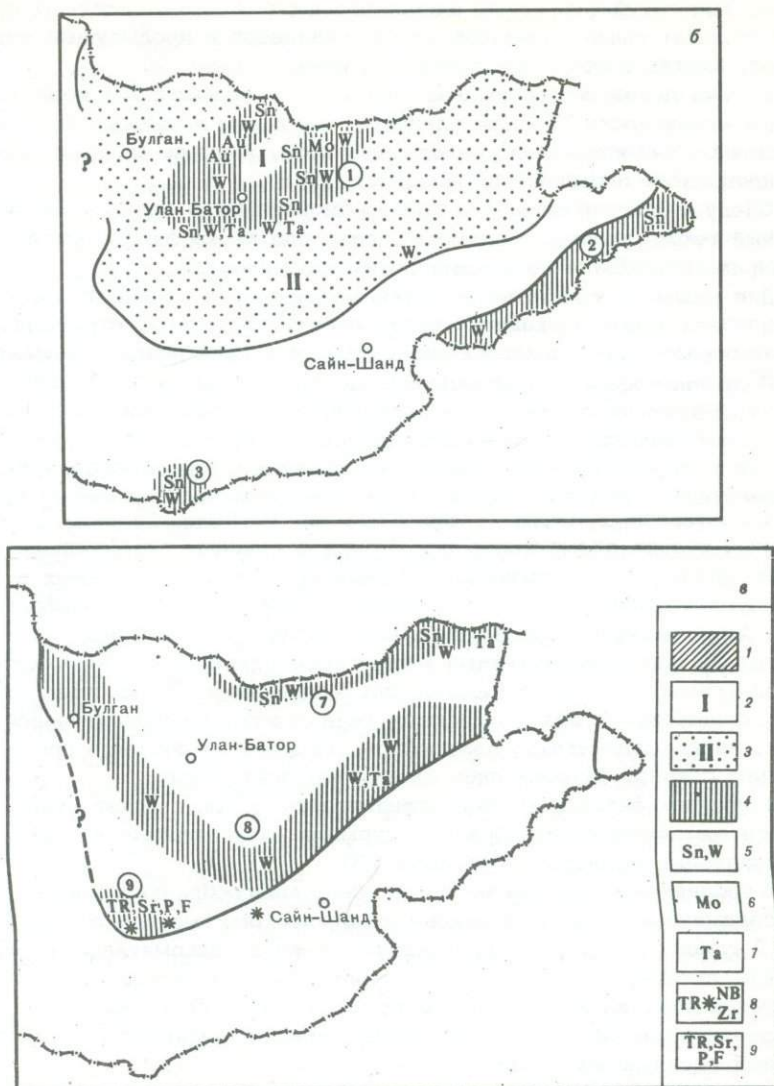


Рис. 1 (окончание)

2. Гранодиорит-гранитный ( $a = 12,4 + 13,4$ ,  $c = 4,5 + 2,4$ ,  $e = 8,3 + 5,4$ ,  $S = 74,8 - 78,8$ ,  $Q = 20,3 - 28,4$ ); средний состав - промежуточный между средними составами гранодиорита и известково-щелочного гранита (см. табл. 2).

3. Тип стандартных гранитов (на петрохимической диаграмме А.Н. Заварицкого - от состава гранита до линии, ограниченной следующими координатами:  $a = 12,0$ ,  $e = 3,5$ ,  $a = 17,0$ ,  $e = 2,2$ ,  $c = 0$ ,  $e = 3,5$ ,  $c = 1,5$ ,  $e = 2,0$ ); близок к среднему составу липарита.

4. Тип литий-фтористых плюмазитовых аляскитов (составы которых лежат выше граничной линии, указанной в предыдущем интервале), близок к среднему составу аляскита (табл. 2).

5. Тип пород повышенной щелочности (с повышенным коэффициентом агапайности (больше единицы), наличием щелочных минералов (щелочных темноцветных, фельдшпатоидов), а также минеральных парагенезисов повышенной щелочности [58].

Следует подчеркнуть, что габбро-диоритовый и гранодиорит-гранитный геохимические типы пород довольно четко фиксируются по минералогическим и петрохимическим признакам.

Для различия гранитоидов литий-фтористого и стандартного геохимических типов приходится использовать не только петрохимические и петрографические признаки, но и распределение редких элементов.

Подробное описание редкометалльных гранитоидов литий-фтористого и щелочного геохимических типов приведено в цитированных выше работах.

К геохимическому типу стандартных гранитов отнесены обычные широко распространенные известково-щелочные биотит-содержащие лейкограниты, промежуточные по химическому составу между средними составами гранитов и аляскитов, по Р. Дэли. Содержания большинства редких элементов в них близки к средним содержаниям в гранитах [8], хотя встречаются случаи несколько повышенных и пониженных концентраций в них рубидия, олова, бериллия, вольфрама [39]. Для гранитов стандартного типа характерны мирмециты и сфен-ортитовый или промежуточный между сфен-ортитовым и ильменит-монацитовым парагенезисом акцессорных минералов. В массивах гранитов стандартного типа отмечаются тела гранитов дополнительной фазы, иногда пегматиты, лампрофиры, кварц-мусковитовые грейзены нередко с вольфрамовым либо оловянным оруденением.

В поздних фазах массивов стандартного геохимического типа иногда отмечаются своеобразные турмалин-двуслюдяные и турмалин-мусковитовые граниты с бериллом [3].

В последнее время расчленение всего многообразия гранитоидов на геохимические типы на основе генетического подхода осуществил Л.В. Таусон [72]. По его классификации наши редкометалльные гранитоиды литий-фтористого и стандартного геохимического типов относятся к типу плюмазитовых редкометалльных лейкогранитов, а редкометалльные щелочные гранитоиды также выделяются в самостоятельный геохимический тип.

Магматические породы всех перечисленных геохимических типов и связанные с ними рудные проявления на территории МНР сформировались в три главные эпохи [34, 36]: 1) верхнепалеозойскую (по-видимому, преимущественно каменноугольно-пермскую), 2) раннемезозойскую ( $T-I_{1-2}$ ); 3) позднемезозойскую ( $I_3-K_{1-2}$ ). Радиологический возраст их соответственно следующий (в млн. лет): 250-341, 250-175, 175-110. К верхнепалеозойской эпохе (рис. 1, а) отнесены редкометалльные щелочные граниты Южно-Гобийского пояса, редкометалльные литий-фтористые граниты Югодзырского района и редкометалльные пегматиты поля Хух-Дель-Ула. Размещение верхне-

палеозойских рудоносных магматических пород на территории МНР пока изучено недостаточно.

Закономерности пространственного положения мезозойских магматических пород различных геохимических типов на рассматриваемой площади выявлены в последние годы.

Наблюдается существенное различие в пространственном размещении геохимических типов гранитоидов ранне- и позднемезозойского возраста, а также в распределении их по фациям глубинности [60]. Массивы раннемезозойского возраста образуют Северо-Восточный (Монголо-Забайкальский) ареал магматизма и Юго-Восточную полосу распространения гранитоидов вдоль границы МНР и КНР (см. рис. 1, б). В Северо-Восточном ареале можно выделить "ядро", представленное гранит-гранодиоритовыми батолитообразными (мезоабиссальными) плутонами Хэнтея. С юга они окаймляются зоной гипабиссальных интрузий, в которой широко распространена ассоциация стандартных и литий-фтористых гранитов. Самой периферической является зона щелочных гранитов или пород повышенной щелочности, в которой развиты приповерхностные интрузии, нередко образующие с эффузивами единые вулканоплутонические ассоциации (Дашибалбарский массив).

Юго-Восточная полоса раннемезозойских гранитоидов также неоднородна по своему строению. В ней широко распространены гранитоидные массивы стандартного геохимического типа. Как уже говорилось, щелочные граниты Южно-Гобийского пояса, пространственно тяготеющие также к Юго-Восточной полосе, в настоящее время рассматриваются в верхнепалеозойском цикле.

Количество массивов позднемезозойского цикла в Монголии невелико (около 10% от общей площади мезозойских интрузий) и они в настоящее время распространены преимущественно в пределах Северо-Восточного ареала (рис. 1, в). Как правило, это мелкие тела, сложенные породами всех геохимических типов, но среди которых преобладают гранитоиды стандартного геохимического типа, а также породы повышенной щелочности и близкие к ним моношпатовые аляскиты. В 1975 г. на периферии позднемезозойского ареала выявлены описанные выше калиевые щелочные породы с карбонатитами и апатитовыми породами [5, 44].

Как показали работы последних лет [54, 55], общая зональная картина распределения мезозойских магматических пород в ареале имеет сложную мозаично-блоковую структуру, обусловленную своеобразием магматических ассоциаций отдельных структурных блоков (районов) в пределах выделенных зон ареалов магматизма.

### **Закономерности пространственного размещения мезозойских магматических пород Монголо-Охотского пояса и связь с ними оруденения. Схема металлогении МНР**

Для выявления устойчивых пространственных связей магматических пород с оруденением и генетической интерпретации выявленных закономерностей пространственного размещения мезозойских гранитоидов

дов МНР совместно с Л.П. Зоненшайном, М.И. Кузьминым были оставлены и рассмотрены схемы тектоно-магматической зональности для всей территории Монголо-Охотского пояса [60] и западной части Тихоокеанского кольца [15, 87] в рамках раннего и позднего мезозоя. Эта работа оказалась важной также для понимания условий образования зон тектоно-магматической активизации и их геодинамической интерпретации.

Для раннего и позднего мезозоя обнаруживается примерно одинаковая закономерная смена на площади одних структурных элементов и магматических образований другими по мере удаления от внутренних частей Тихоокеанского кольца, занятых эвгеосинклинальными зонами, к внешним. Эта зональность имеет следующий вид (с востока на запад): 1) эвгеосинклинальная зона со сплит-диабазовым магматизмом и массивами ультрабазитов (в МНР отсутствует); 2) зона с морской терригенной седиментацией и с ограниченным проявлением магматизма (в МНР - раннемезозойский Ононский морской прогиб); 3) зона развития гранитоидов и наземного вулканизма. Во внутренней подзоне последней, примыкающей к зоне с морской терригенной седиментацией, развиты батолитообразные интрузии гранодиорит-гранитов. Далее отмечается подзона "распыленного" магматизма с гиабиссальными массивами гранитов стандартного и литий-фтористого типов. Внешняя подзона, расположенная на самой периферии ареала, характеризуется проявлениями щелочного интрузивного и эффузивного магматизма (в МНР раннемезозойский Северо-Восточный ареал, охватывающий все упомянутые зоны; в позднем мезозое в МНР фиксируется подзона "распыленного" магматизма и периферическая зона пород повышенной щелочности).

С рассмотренной структурно-магматической зональностью МНР и всего Монголо-Охотского пояса вполне определено сочетается и распределение главных видов рудных месторождений [40, 60]. В соответствии с распределением оруденения в пространстве и времени на территории МНР и, основываясь на пространственной связи оруденения с магматическими породами, разработаны новые схемы металлогении этой страны. Краткая их характеристика может быть сведена к следующему.

Раннемезозойский цикл (см. рис. 1, б). На этом временном срезе отчетливо выделяются две металлогенические провинции: Северо-Восточная (или Монголо-Забайкальская) и Южно-Монгольская, которые пространственно совпадают с упомянутыми выше одноименными ареалами магматизма. В соответствии со структурой раннемезозойского ареала магматизма Северо-Восточная металлогеническая провинция разделена на три зоны. Во внутренней зоне ("зоне батолитов") промышленных проявлений эндогенной рудной минерализации не известно. В примыкающей к ней промежуточной зоне, называемой нами Хэнтэйским рудным поясом, распределены месторождения золота, ассоциирующие с полифазными габбро-диорит-гранитными массивами; месторождения и проявления вольфрама и олова, генетически связанные с гиабиссальными интрузиями гранитов стандарт-

ного и литий-фтористого геохимического типов, а также тантала и ниобия. Здесь же имеются россыпи золота, касситерита (часто с вольфрамитом) и тантало-ниобатов. В периферической зоне Северо-Восточной провинции встречаются отдельные месторождения и рудопроявления вольфрама, олова и тантало-ниобатов. Эта область несомненно перспективна в отношении бериллиевой минерализации, связанной с агпайтовыми и субщелочными гранитами, а также в отношении золота в связи с контрастным вулканизмом. В целом она напоминает по ряду обсуждавшихся выше признаков флюорит-уран-бериллиевую провинцию штата Юта (США). В восточной части Северо-Восточной провинции есть обширная "безрудная" область, охватывающая значительную часть Ононского прогиба, в которой неизвестны проявления раннемезозойского магматизма.

В пределах Южно-Монгольской провинции выделяются Нукутдабанско-Халхингольский оловянно-вольфрамовый пояс. На юго-западном фланге провинции находятся Хара-Моритинский оловянно-вольфрамовый рудный район.

Позднемезозойский цикл (рис. 1, *г*). В соответствии с общим смещением ареала к востоку происходит сокращение площади металлогенических провинций так, что Северо-Восточная провинция остается резко преобладающей крупной металлогенической единицей поздне-мезозойского цикла. На территории Монголии она представлена двумя зонами. Внутренняя, меньшая по площади, охватывает узкую приграничную территорию Хэнтея и Прионоья, уходя своей основной частью на территорию Забайкалья. Здесь достаточно широко проявлено оловянное и вольфрамовое оруденение, генетически связанное с гипабиссальными массивами гранитов стандартного геохимического типа. Вероятно, это внутренняя зона (Внутренний оловянно-вольфрамовый пояс) представляет собой область замыкания оловянно-вольфрамового пояса Восточного Забайкалья. Во внешней зоне поздне-мезозойского металлогенической провинции (последняя перспективна, кроме всего прочего, на бериллиевую минерализацию берtrandит-флюоритовой формации) особое значение имеет Замыкающий вольфрамовый пояс.

Распределение и смена специфики оруденения в пределах выделенных поясов тесно связано с характером ассоциаций геохимических типов магматических пород, каждая из которых отличается определенной рудоносностью.

Рудные зоны в пределах поясов часто совпадают с поперечными структурами, нередко являющимися зонами сочленения интрузивных ассоциаций отдельных районов [51, 48]. В качестве примеров таких зон можно привести Бэрхинскую (Sn, W, Mo), Модотинскую (Sn, W), Улан-Баторскую (W, Nb, Ta, Sn), Орхонскую (W, Nb, Ta). В размещении золотого оруденения в Хэнтейском поясе существенная роль отводится также зонам субширотных разломов [77].

Сопоставляя металлогению обоих циклов магматизма в пределах Северо-Восточного ареала, необходимо отметить как сходство металлогенической зональности провинций, выражающееся в существо-

Таблица 3

Основные типы рудных месторождений, генетически связанные с интрузиями голо-Забайкальского) и Южно-Монгольского ареалов мезозойского магма

Тип месторождений	Ведущий элемент	Возраст (цикл)	Фация	Морфология и вмещающая среда	Околорудные изменения
1	2	3	4	5	6
Интрузии гранитов стандартного геохимического типа					
Пегматитовые	Sn, W	Mz <sub>1</sub>	Мезоабиссальная	Жилообразные тела в гранитоидах и вмещающих породах	
			Мезоабиссальная	Жилообразные тела преимущественно в песчано-сланцевых породах, реже в гранитах	
Скарновые	Mo	Mz <sub>1</sub> , Mz <sub>2</sub>	Гипабиссальная, приповерхностная	Эндоконтактовые зоны и залежи небольшой мощности, образующиеся на контактах гранитов и карбонатных пород	Скарнирование
	W				
Гидротермальные а) Грейзеновые	W	Mz <sub>2</sub>	Гипабиссальная, приповерхностная	Апикальные части мелких гранитных плутонов и их зоны экзоконтактов. Обычно ассоциируют с кварцевыми жилами, содержащими касситерит и вольфрамит	Грейзенизация, образование хлорит- и турмалинсодержащих гранитов
			Гипабиссальная		
б) Жильные кварц-полевошпатовые	Sn, W	Mz <sub>2</sub>	Гипабиссальная	Жилы и трубообразные тела	

гранитоидов различных геохимических типов в пределах Северо-Восточного (Монголия)

Минеральный состав руд	Комплексность	Район распространения, пример	Примечание
7	8	9	10
Интрузии гранитов стандартного геохимического типа			
Вольфрамит, шеелит, касситерит, полевые шпаты, кварц	Sn, W,	Забайкалье, Зачи-койская горная страна, Хантейское нагорье и его обрамление	
Полевые шпаты, мусковит, колумбит, танталит, касситерит, приорит или полевые шпаты, кварц, лепидолит, сподумен, поллуцит	Ta, Nb, Sn	Забайкалье, Монголия, Южное обрамление Хантея	Наибольший интерес в отношении нахождения пегматитов этого типа представляют области, прилегающие к контактам крупных мезоабиссальных интрузий верхнемезозойского цикла
Молибденит, гранат, пироксен, эпидот, актинолит, шеелит, изредка гюбнерит	Mo, W	Забайкалье, Джиндинская зона	Распространены в районах развития карбонатных пород
Кварц, полевые шпаты, мусковит, вольфрамит, шеелит	W, Mo, Ta, Nb	Забайкалье: Спокойнинское, Шерловая гора; Монголия: Тумен-Цогто	Широкие ореолы орогования вокруг интрузий. С этими же массивами ассоциируют сульфидно-касситеритовые месторождения
То же с касситеритом	Sn	Забайкалье, Хапчегинский шток, Монголия, Худжихан, Модото	
Полевые шпаты, кварц, мусковит, молибденит		Забайкалье, Джиндинская зона, Зачи-койская горная страна	
Кварц, калишпат, касситерит, шеелит	Sn, W	Забайкалье, Ималкинское, Малый Долотуй и др. Монголия, Тумен-Цогто, Их-Хайрхан	

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
в) Кварцево-жильные	Mo	Mz <sub>2</sub>	Приповерхностная	а) Штокверки в апикальных частях интрузий малых глубин б) Разнообразные жилы и системы жил во вмещающих породах и гранитах	Грейзенизация, образование двуслюдяных, мусковитовых, хлорит- и турмалинсодержащих гранитов, окварцевание, калишпатизация
	W Sn	Mz <sub>2</sub>	Гипабиссальная	То же	То же
г) Кварцево-жильные с сульфидами	W Sn	Mz <sub>1</sub> Mz <sub>2</sub>	Гипабиссальная Приповерхностная	Выдержанные кварцевые жилы во вмещающих породах	То же, хлоритизация, беризитизация
д) Турмалин-хлорит-касситеритовые с сульфидами	Sn	Mz <sub>2</sub>	Приповерхностная	Штокверки и жилы во вмещающих субэффузивных и метаморфических породах	
е) Хлорит-сульфидно-касситеритовый	Sn	Mz <sub>2</sub>	Приповерхностная	Штокверки и жилы во вмещающих вулканогенно-осадочных породах	
Интрузии гранитов и других кислых пород литий-фтористого геохимического типа					
Граниты с редкометалльной минерализацией	Ta	Mz <sub>1</sub>	Гипабиссальная	Купола и приконтактовые зоны гранитных массивов	Ороговикование, гранитизация, "экзогрейзеновые" изменения
		Mz <sub>2</sub>	Гипабиссальная	То же	Альбитизация, образование мусковитсодержащих гранитов и зон окварцевания в экзоконтактовых роговиках
Жильные:	Ta	Mz(?)	Жилы в метаморфизованных древних осадочных породах		Слабая мусковитизация и турмалинизация
а) Пегматитовые	Sn				

7	8	9	10
Кварц, калишпат, серицит, молибденит, халькопирит, галенит, вольфрамит, шеелит	Mo	Забайкалье, Джидинская зона, Жирекенская зона, Забайкалье, Цаган-Олуй и др.	В рудных полях широко распространены дайки первого (кислые) и второго (лампрофиры) этапов
Кварц, мусковит, топаз, вольфрамит, касситерит, молибденит	W, Sn	Забайкалье, Шумиловское, Соктуйское, Булуктайское и др. Монголия, Хара-Мориту	Преобладают комплексные оловянно-вольфрамовые месторождения
Кварц, вольфрамит, пирит, молибденит, сфалерит, галенит, висмутин, халькопирит, пирротин и др.	W, Mo Pb, Zn	Забайкалье, Джидинское, Букукинское и др. Монголия, Онгон-Хайрхан, Чулун-Хурите	
Кварц, турмалин, хлорит, мусковит, флогопит, арсенопирит, пирит, пирротин, галенит, сфалерит, касситерит, шеелит	Sn Pb, Zn	Забайкалье, Шерловогорское, Монголия, Хуху-Ула	Месторождения обычно залегают в пределах мощного орогена ороговования, сопутствующего материнским интрузиям
Кварц, хлорит, арсенопирит, пирит, пирротин, касситерит, сфалерит, галенит	Sn Pb, Zn	Забайкалье, Хапчегинское	
Интрузии гранитов и других кислых пород литий-фтористого геохимического типа			
Кварц, альбит, калишпат (амазонит), литиевые слюды, топаз, тантало-ниобаты, касситерит, циркон	Ta, Nb, Sn,	Забайкалье, Монголия, Урту-Годзогорское, Борун-Цогтинское и др.	Благоприятными для обнаружения рудоносных массивов литий-фтористого типа являются участки и зоны совместного проявления
Кварц, альбит, микроклин, мусковит, тантало-ниобаты	Ta, Nb,	Забайкалье	гранитоидов различных геохимических типов гранодиорит-гранитного стандартных гранитов, литий-фтористого
Кварц, микроклин, клевеландит, альбит, топаз, литиевый мусковит, шерл, рубеллит, апатит, колумбит, пирохлор, касситерит, циркон, онкозин, флюорит	Ta, Sn, Nb	Монголия, Хух-Дель-Ула	Связь с интрузивными телами не всегда устанавливается

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
б) Кварц-амазонитовые	Sn	Mz <sub>2</sub>	Гипабиссальная	Пегматоидные жилы в слабо метаморфизованных вулканогенно-осадочных породах	
в) Топазово-кварцевые с касситеритом	Sn	Mz <sub>2</sub> Mz <sub>1</sub>	Гипабиссальная	Выдержанные кварцевые жилы во вмещающих вулканогенно-осадочных породах	Слабая грейзенизация
г) Кварцево-жильные с молибденитом	Mo	Mz <sub>1</sub>	Гипабиссальная	Небольшие штокверки в эндоконтактовых частях массивов альбитизированных гранитов	Окварцевание
д) Кварцево-жильные с вольфрамитом	W	Mz <sub>2</sub>	Гипабиссальная	Выделенные кварцевые жилы во вмещающих гранитах	Грейзенизация
е) Цвиттеры	Sn	Mz	Гипабиссальная	Метасоматические тела, штокверковые зоны, штокверкообразные тела	Грейзенизация, цвиттеризация
ж) Кварц-мусковитовые грейзены	Sn	Mz	Гипабиссальная	Штокверковые зоны, жилы в апикальных частях массивов	Грейзенизация
	W, Mo	Mz <sub>1</sub>	Гипабиссальная	Грейзеновые зоны в апикальных частях мелких куполовидных массивов	
Кислые эффузивы (онгониты) с редкоземельной минерализацией	Ta, Nb	Mz <sub>2</sub>	Эффузивная, часто пирокластическая, субвулканическая	Покровы, жерловые аппараты, прослои, субвулканические тела	Не отмечены
Интрузии гранодиорит-гранитного типа					
	W	Mz <sub>1</sub> (?)	Гипабиссальная	Залежи неправильной формы на контактах с вмещающими карбонатными породами доломитового ряда	Скарнирование

7	8	9	10
Кварц, амазонит, альбит, топаз, касситерит, колумбит	Sn	Забайкалье, Монголия Бурал-Хангай, Борун-Цогто (восточный)	Располагаются непосредственно в экзоконтактах массивов альбит-амазонитовых гранитов
Кварц, топаз, касситерит	Sn	Забайкалье, Монголия, Онгон-Хайрхан	Тесно ассоциируют с жильными рудопроявлениями предыдущего типа
Кварц, серицит, молибденит, пирит, висмутин, мусковит	Mo, Ta, Nb, Bi	Забайкалье, Монголия, Борун-Цогто (невскрытый)	Приурочены к массивам мусковит-редкометалльного типа с резким преобладанием парагенезисов с мусковитом
Кварц, мусковит, вольфрамит	W, Mo	Забайкалье, Монголия, Борун-Цогто	Ассоциируют с массивами альбит-амазонитовых гранитов мусковит-лепидолитового типа
Кварц, топаз, циннвальдит, касситерит, вольфрамит, колумбит, пирит, халькопирит	Sn, W, Ta, Nb	Монголия, Бага-Гаэрын, Жанчивлан, Хара-Мориту и др.	
Кварц, мусковит, топаз, касситерит, вольфрамит, колумбит, пирит	Sn, W, Ta	Монголия, Бага-Гаэрын, Онгон-Хайрхан	
Кварц, мусковит, хлорит, вольфрамит, шеелит, висмутин, самородный висмут, козолит, сфалерит, галенит, кальцит, флюорит, гельвин, топаз, пирит	W, Mo, Bi, Zr, Pb, Nb, Ta	Монголия, Югодзырь	
Кварц, полевые шпаты, стекло, тантало-ниобаты	Не ясна	Северная часть пустыни Гоби (МНР)	Аналогичные породы характерны для бериллиеносного пояса запада США
Интрузии гранодиорит-гранитного типа			
Диопсид, гранат, вольфрамит, эпидот, шеелит, магнетит, лодвигит, пирит и др.	W, B, Mo, Cu	Забайкалье	Участки распространения интрузий гранодиорит-гранитного типа в карбонатных толщах

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
	Mo	Mz <sub>2</sub>	То же	То же	Скарнирование
Гидротермальные а) Кварц-турмалин-молибденитовые б) Кварц-молибденитовые	Mo	Mz <sub>1</sub> (?) Mz <sub>2</sub>	Приповерхностная	Серии выдержанных жил	Окварцевание, серицитизация, турмалинизация, пиритизация
в) Кварц-молибденитовые с сульфидами	Mo	Mz <sub>1</sub> (?) Mz <sub>2</sub>	Приповерхностная	Небольшие невыдержанные жилы в "материнских" интрузиях и (реже) во вмещающих породах или штокверки а) крупные выдержанные серии жил б) штокверки	Грейзенизация Серицитизация, пиритизация, окварцевание, аргиллизация
Проявление редкометалльной минерализации в эффузивных и субэффузивных породах					
Цезийсодержащие эффузивы и стекла	Cs	Mz <sub>2</sub>	Эффузивная, субвулканическая	Дайковые тела стекол в гранитах, покровы обсидианов, древние вулканические аппараты	
Интрузии агпайтовых пород, щелочных и биотитовых моношпатовых гранитов и сиенитов					
Редкометалльные	Be	Mz <sub>1-2</sub>	Гипабиссальная	Линзовидные и трубообразные залежи, жиллообразные тела в карбонатных и алюмосиликатных породах	Скарнирование, альбитизация, флюоритизация мусковитизация
То же	Be	Mz <sub>1-2</sub>	Приповерхностные	Штокверки, пластинчатые и жиллообразные тела в вулканогенно-осадочных породах	Флюоритизация, окварцевание, серицитизация хлоритизация
Карбонат-флюорит-редкоземельные	TR	Mz <sub>1</sub>	Гипабиссальные	Жильные тела и мелкие прожилки зоны карбонатизации	Карбонатизация

7	8	9	10
Кварц, серицит, молибденит Кварц, турмалин, пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит, галенит, блеклые руды	Mo	Забайкалье, Пуринское Забайкалье, Костроминское и др.	То же Характерна ассоциация с многочисленными диорит-порфирированными дайками
Кварц, калишпат, серицит, молибденит, халькопирит, сфалерит, пирит и др.	Mo, Cu	Забайкалье, Аленгуйское, Аманан-Макитское и др.	
Кварц, галенит, сфалерит, халькопирит, молибденит, блеклые руды, антимонит, пирротин, шеелит и др.	Mo, Zn, Pb	Забайкалье, Шахтинское, Бугданское	
Проявление редкометалльной минерализации в эффузивных и субэффузивных породах			
Стекло, кварц, полевой шпат, пироксен, слюда чевкинит		Монголия, Забайкалье	
Интрузии агпайтовых пород, щелочных и биотитовых моношпатовых гранитов и сиенитов			
Флюорит, калишпат, кварц, пирит	CaF <sub>2</sub>	Забайкалье	
Кварц, халцедон, адуляр, серицит	CaF <sub>2</sub>		Ассоциируют с вулканогенными породами липаритовой формации. Благоприятны протяженные вулканические зоны с развитием флюоритовой минерализации
Бастнезит, паризит, флюорит, карбонаты, апатит, рутил, мусковит, лимонит, пирит	TR, Nb, CaF <sub>2</sub> , P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , CaCO <sub>3</sub>	Южно-Гобийский пояс щелочных пород. Лугингольский массив нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов	Массивы имеют малый эрозионный срез, в более глубинных частях возможны мощные тела карбонатитового типа

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Редкоземельные калиевые щелочные породы и связанные с ними карбонаты и апатитовые породы	TR, Sr апатит, железо, флюорит	Mz <sub>2</sub>	Вулкано-плутонические комплексы	Покровы, вулканические аппараты, субвулканические тела	Маломощная фенизация, ороговивание
Циркониево-редкоземельные	Zr, TR	Mz <sub>1</sub>	Гипабиссальная	Жильные и шпоровые пегматитовые тела и дайки экеритов, эффузивы и арфведсонитовые граниты	В эффузивах ороговивание и гранитизация
Месторождения, связь которых с магматизмом достоверно не установлена					
Эпитермальные	W	Mz <sub>2</sub>		Зоны брекчированных вулканогенно-осадочных пород сцементированных рудными минералами	Окварцевание, серицитизация, каолинизация
а) Киноварь-антимонит-ферберитовые				Жилы или штоковерковые зоны, залегающие в различных по составу и возрасту породах	Окварцевание, серицитизация, аргиллизация
б) Балеяйского типа	Au	Mz <sub>2</sub>		Простые и сложные жилы в гранитоидах песчаных и вулканогенно-осадочных породах	Ороговивание, аргиллизация и окварцевание
в) Флюорит-кварцевые	CaF <sub>2</sub>	Mz <sub>2</sub>		Метасоматические зоны вкрапленных руд в известняках	
г) Флюорит-кварцевые	CaF <sub>2</sub>	Mz <sub>2</sub>			

вании зон и рудных поясов с аналогичной металлогенией, так и сходство металлогенической эволюции обеих провинций в направлении от внутренних зон к внешним.

В отношении промышленных типов месторождений особенно интересными являются следующие: для золота - Хэнтэйский пояс и внеш-

7	8	9	10
Апатит, целестин, редкоземельные минералы	Барит, полиметаллы (?)	МНР, северная часть пустыни Гоби	Распространена в рифтогенных структурах
Микроклин, альбит, эгирин, арфведсонит, кварц, эльпидит, синхизит, нептунит, сфен, циркон, бритоцит, давидит	Zr, Ta, Nb, Ti	Южно-Гобийский пояс щелочных пород, Хан-Богдинский массив	Рудные тела приурочены к останцам (про-весам) кровли и пологому контакту массивов
Месторождения, связь которых с магматизмом достоверно не установлена			
Кварц, ферберит, шелиф, (редко) антимонит, киноварь	W, As, Hg	Забайкалье, Ново-Ивановское, Ново-Казачинское, Барун-Шивинское	Возможны в зонах распространения, флюоритовой минерализации
Кварц, адуляр, каолинит, гидрослюда, золото, блеклые руды, сульфосоли серебра, пирит, карбонаты		Забайкалье, Балеяйское	Распространены в районах многоактного внедрения интрузий различных геохимических типов
Кварц, флюорит, барит, кальцит, пирит, марказит	CaF <sub>2</sub>	Забайкалье, Солнечное, Калангуй и др. Монголия: Хара-Айрак и др.	Приурочены к крупным разломам, окаймляющим мезозойские депрессии, выполненные юрскими и меловыми угленосными отложениями [81], что парагенетически связывает их с комплексом послемеловых основных пород
Флюорит, кварц	CaF <sub>2</sub>	Забайкалье, Южное Пуринское и др.	

няя зона ареала с проявлением контрастного базальт-андезит-липаритового вулканизма (Mz<sub>1</sub>); для вольфрама - Замыкающий (Mz<sub>2</sub>), Внутренний оловянно-вольфрамовый, Хэнтэйский и Нукутдабанско-Халхингольский пояс и Хара-Моритинский рудный район; для олова - Внутренний оловянно-вольфрамовый пояс и Хара-Моритинский рудный

район; для тантала и ниобия — Хэнтэйский и Внутренний оловянно-вольфрамовый пояса, внешняя зона раннемезозойской провинции. Наконец, для редкоземельно-цирконий-ниобиевого оруденения весьма перспективен верхнепалеозойский Южно-Гобийский металлогенический пояс, где кроме того, следует ожидать проявлений золотой минерализации. В общем, перспективность позднемезозойских гранитов в отношении промышленного вольфрамового, молибденового и оловянно-го эндогенного оруденения должна быть оценена выше, чем раннемезозойских.

**Признаки потенциальной рудоносности  
магматических пород МНР  
на редкие элементы,  
олово, вольфрам и золото**

Пространственные связи оруденения и магматизма на территории МНР, геохимическая характеристика рудоносных магматических пород и оруденения, а также общие закономерности пространственного и временного размещения магматических пород и оруденения на территории МНР и Монголо-Охотского пояса позволили охарактеризовать рудоносные магматические породы и с их помощью оценить потенциальную рудоносность других магматических пород МНР с выделением площадей для поисков оруденения [30, 36, 40, 60]. Достаточно полный перечень типов оруденения, связанных с различными геохимическими типами магматических пород, представлен в табл. 3. Несколько подробнее охарактеризуем потенциальную рудоносность магматических пород МНР на редкие элементы, олово, вольфрам и золото.

Редкие элементы (Rb, Cs, Nb, Ta, Zr, Hf, RT). Рудоносные на перечисленные редкие элементы магматические породы могут быть отнесены к трем геохимическим типам гранитоидов: литий-фтористому (Rb, Cs, Ta, Sn), щелочному (Nb, Zr, Hf, TR,) и стандартному (Ta). Принадлежность к какому-либо из этих геохимических типов наряду с пространственным положением массива магматических пород в соответствующей металлогенической структуре является первым признаком их потенциальной рудоносности, особенно важным при региональной мелкомасштабной оценке перспективности таких крупных и сравнительно плохо изученных в геологическом отношении территорий, какой является МНР.

В охарактеризованной выше схеме металлогении МНР раннемезозойские проявления гипабиссальных литий-фтористых танталоносных гранитов сосредоточены в Хэнтэйском рудном поясе, расположенном в периферической части зоны щелочноземельного магматизма в Северо-Восточном ареале [40]. Этот пояс обрамляет с юга, юго-запада и северо-запада "зону батолитов", занимающую центральную часть Хэнтэйского нагорья. В Хэнтэйский рудный пояс входят такие известные массивы танталоносных литий-фтористых гранитов, как Жанчивланский, Абдарский, Юдугьинский, Цаган-Дабинский (новые проявления Боро-Худжирин), Бага-Газрынский и некоторые другие

[39]. В этот же пояс попадают и проявления онгонитов Онгон-Хайерханского вольфрамового месторождения и Бага-Газрынского массива [35, 37].

Танталоносные литий-фтористые гранитоиды позднемезозойского цикла довольно редки в МНР. Барун-Цогтинский массив располагается в пределах замыкающего вольфрамового пояса [40]. В этом же поясе, в пределах Их-Хайрханского "ствола" интрузий обнаружены в последние годы (данные П.В. Коваля) проявления литий-фтористых альбитовых гранитов (массивы Ара-Унчжул, Эрдэнэ-Сант). Возможно, к позднемезозойскому циклу относится непосредственно Юго-Дзырьский рудный шток с танталоносными гранит-порфирами в Нукутдабанско-Халхангольском поясе. Имеются первые данные о наличии позднемезозойских танталоносных литий-фтористых онгонитов в районе Дадал-Сомона, в левобережье р. Бэлджи [54], т.е. в пределах Внутреннего оловянно-вольфрамового пояса, которым замыкается на территории МНР известный оловянно-вольфрамовый пояс Восточного Забайкалья.

Напомним, что в соответствии с определением понятия "геохимический тип" включает в себя важнейшие признаки потенциальной рудоносности литий-фтористых гранитоидов, частично установленные ранее для других регионов [47, 56, 74]. К этим признакам могут быть отнесены следующие.

1. Широкое распространение аляскитовых гранитоидов гипабиссальной фации глубинности, являющихся поздними продуктами дифференциации гранитоидных комплексов.

2. Наличие разностей гранитоидов, содержащих литиевые слюды, топаз, амазонит, альбит с характерными для редкометалльных гранитов структурами и текстурами.

3. Ильменит-монацитовый или монацит-колумбитовый с флюоритом и топазом характер аксессуарной минерализации.

4. Повышенные по сравнению со средними содержаниями в гранитах концентрации и особенно дисперсии содержаний топоморфных Li, Rb, F, Sn, Nb, Ta, Hf, иногда Be, W, пониженные концентрации Sr, Ba, TR, пониженные величины отношений Nb/Ta и Zr/Hf.

5. Обогащение типоморфными редкими элементами пород поздних фаз и апикальных частей куполовидных массивов.

Как признак потенциальной рудоносности литий-фтористых гранитов следует также рассматривать наличие в их массивах своеобразных метасоматитов-циктеров [38, 41], фельдшпатитов и альбититов.

Указанные геохимические признаки потенциальной рудоносности необходимо учитывать при металлогенических исследованиях наряду с традиционными поисковыми критериями: наличие коренных проявлений рудной минерализации, шлиховые ореолы касситерита, колумбита и других тантало-ниобатов, вольфрамита, топаза, монацита, ореолы экзоконтактных пород, обогащенных F, Li, Rb, Sn; куполовидные формы массивов, слабая эродированность интрузий.

Наряду с изучением внутреннего строения и вещественной специфики малоглубинных интрузий гранитоидов весьма важным является

ся геохимическое изучение контактовых роговиков и выявление среди них редкометалльных разновидностей (с повышенными содержаниями F, Li, Rb, Cs, Be, Sn, W и др.). Геохимические исследования роговиковых "куполов" или полей, не имеющих видимой связи с интрузиями гранитов могут способствовать выявлению нескрытых современных эрозионных срезов апикальных частей приповерхностных интрузий, которые перспективны на обнаружение редкометалльной минерализации [2].

Как уже говорилось ранее, в Монголии удалось обнаружить и изучить субвулканические магматические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов — онгониты. Это дает возможность распространить применение геохимических признаков потенциальной рудоносности литий-фтористых гранитов и на эффузивные породы, что позволяет также вовлечь их в сферу поисков редкометалльного сырья. Особенно перспективными в этом смысле представляются туфы, как пример вулканитов, образовавшихся из богатой летучими компонентами магмы. Из всего многообразия литий-фтористых гранитов важно выделять массивы с широким распространением цвиттеров и с комплексным оловянно-тантал-ниобий-литиевым оруденением [24, 46]. Особенностью пород с цвиттерами является формирование их в условиях резко повышенной активности фтора по сравнению с активностью лития [46]. Отличительным признаком таких массивов широко распространенных, например в Рудных горах (ГДР, ЧССР) и в меньшей степени в МНР, является резко повышенное содержание фтора в слюде, в результате чего отношение в ней F/Li значительно превосходит таковое для обычной серии слюд сидерофиллит-лепидолит.

Чем большим количеством признаков потенциальной рудоносности характеризуется определенный массив, тем вероятнее его рудоносность.

Имеющийся фактический материал свидетельствует о том, что редкометалльная специфика литий-фтористых гранитов мало зависит от состава вмещающих пород, определяясь в основном принадлежностью к геохимическому типу. В то же время характер оруденения в экзоконтактах массивов литий-фтористых гранитов, если оно имеется, зависит от состава вмещающих пород. В частности, в карбонатных породах, вмещающих массивы литий-фтористых гранитов, возможно специфическое бериллиевое и флюоритовое оруденение [14].

В соответствии со сказанным выше, наиболее перспективными на поиски редкометалльных литий-фтористых гранитов в МНР и в Забайкалье являются площади Хэнтэйского, Нукутдабано-Халхингольского, Внутреннего и Замыкающего рудных поясов. Прямыми признаками потенциальной рудоносности обладают Улан-Баторский и Заставный массивы МНР [60].

Проявлений редкометалльных пегматитов на территории МНР пока немного и преждевременно, по-видимому, говорить о закономерностях пространственного их размещения. Известно поле танталоносных литий-фтористых пегматитов Хух-дель-Ула [12, 39, 67] поздне-

палеозойского возраста. Имеются также два поля редкометальных пегматитов позднемезозойского возраста: в районе крайнего северо-востока МНР Бэрхинское поле, открытое А.Д. Каленовым, и в районе Унчжунского массива Их-Хайерханского рудного узла [11]. Унчжунское поле тяготеет к Замыкающему, а Бэрхинское — к Внутреннему рудному поясу. Эти два поля пространственно и, видимо, генетически связаны с гранитами стандартного геохимического типа. Характерной особенностью массивов пегматитоносных гранитов является большая глубина их формирования по сравнению с обычными гипабиссальными телами. Пегматитоносные массивы гранитов часто сопровождаются довольно интенсивной экзоконтактовой гранитизацией и контактовым метаморфизмом, отвечающими условиям амфиболитовой фации.

Признаками пегматитоносных гранитов МНР также являются лейкократовый до аляскитового состав; наличие двуслюдяных и мусковитовых, часто с турмалином, разностей; монацит-ильменитовый состав аксессуарного парагенезиса; слабо повышенные по сравнению с кларками концентрации бериллия, олова, иногда лития.

Гипабиссальные массивы редкометальных щелочных гранитов с минерализацией TR, Nb, Zr, Hf, Li главным образом сконцентрированы в пределах Южно-Гобийского редкоземельно-цирконий-ниобиевого рудного пояса. Здесь же расположено проявление богатых редкоземельных руд в низкотемпературных карбонатитах, связанных с псевдолейцитовыми сиенитами Лугингольского массива [31]. В 1974 г. на периферии позднемезозойского Северо-Восточного металлогенического ареала И.К. Волчанской и В.А. Баскиной (ИГЕМ АН СССР) обнаружено новое проявление редкоземельных магнетит-апатитовых пород. В последнее время нашими совместными работами удалось выяснить, что это проявление не ограничено магнетит-апатитовыми рудами, а представляет собой ассоциацию приповерхностных карбонатитов с комплексным магнетит-апатит-редкоземельно-флюорит-стронциевым оруденением. Этот комплекс генетически связан с калиевой щелочной вулкано-плутонической формацией. В связи с этим, возможно, по периферии позднемезозойского металлогенического ареала намечается новая редкометальная металлогеническая структура, связанная с потенциальной рудоносностью калиевых щелочных пород и аналогичная с провинцией таких пород в пределах южной части Алданского щита [6].

Таким образом, мы должны различать потенциальную рудоносность щелочных гранитоидов и потенциальную рудоносность калиевых щелочных пород со специфическим карбонатитовым оруденением.

Как и в случае редкометальных литий-фтористых гранитов главным признаком потенциальной рудоносности рассматриваемых пород является их принадлежность к геохимическому типу щелочных гранитов и других щелочных пород в сочетании с пространственным положением либо в пределах Южно-Гобийского рудного пояса, либо на периферии мезозойских металлогенических ареалов.

Необходимо конкретизировать главные из признаков потенциальной рудоносности щелочных гранитоидов.

1. Широкое распространение среди гранитоидов щелочных амфиболов серии рибекит-арфведсонит и эгирина.
2. Наличие разностей гранитоидов с альбитом.
3. Распространение эльпидита и других цирконо-, титано- и ниобо-силикатов щелочей, аксессуарных тантало-ниобатов, редкоземельных силикатов и т.п.
4. Высокое значение коэффициента агпаитности пород, значительно превышающее единицу.
5. Повышенные по сравнению со средними содержаниями в гранитах концентрации Li, Rb, Be, Zn, Sn, TR, Nb, Ta, Zr, иногда F, пониженные концентрации Ba, Sr и повышенные величины отношений Nb/Ta, Zr/Hf.
6. Накопление в породах поздних фаз перечисленных выше типоморфных редких элементов.
7. Наличие тел щелочных пород с неоднородной текстурой (полосчатых, пятнистых и т.п.) и с участием шлировых щелочногранитных пегматитов.

К этим признакам следует добавить следующие: наличие радиоактивных аномалий над массивами редкометалльных щелочных пород, выявляемые и аэрометодами; шлировые ореолы тантало-ниобатов с цирконом; куполовидные и кольцевые формы массивов со слабой их эродированностью; поздний по сравнению с другими магматическими породами характер формирования.

Вещественные признаки потенциальной рудоносности щелочных гранитоидов могут быть распространены и на щелочные вулканы, поскольку имеются доказательства магматического происхождения редкометалльных щелочных гранитов [24].

Наиболее перспективными для поисков редкометалльных щелочных пород в МНР являются районы Южно-Гобийского рудного пояса и периферические зоны ранне- и позднемезозойских металлогенических ареалов.

Вольфрам. Мезозойское вольфрамитовое оруденение МНР связано с гранитами стандартного и литий-фтористого геохимического типов, в более редких случаях оно отмечается в ассоциации с интрузиями гранодиорит-гранитного геохимического типа (см. табл. 3).

В пределах раннемезозойской Северо-Восточной провинции вольфрамовое оруденение сосредоточено в Хэнтэйском золото-редкометалльном поясе (Модотинский рудный узел, месторождения Цаган-Даба, Жанчивлан и др.), который приурочен к зоне раннемезозойских гипабиссальных интрузий, обрамляющих область мезоабиссальных батолитообразных интрузий Хэнтэя ("ядро" раннемезозойского ареала магматизма). Отдельные месторождения (Бага-Газрын) встречаются в пределах периферической зоны этой провинции. Южно-Монгольская провинция включает в себя Нукутдабано-Халхингольский рудный район и Хара-Моритинский рудный узел.

В пределах Северо-Восточной провинции позднемезозойского цикла выделяются Внутренний оловянно-вольфрамовый пояс (районы Хапчеранги и Верхнего Кумыра, Чулун-Хуриэтэ и Замыкающий вол-

фрамовый (Джидинский, Их-Хайрханский, Тумен-Цогтинский, Борун-Цогтинский рудные узлы), связанные с гипабиссальными и приповерхностными позднемезозойскими интрузиями периферии ареала.

Рудные пояса Забайкалья замыкаются на территории МНР. При этом отмечается существенное изменение их специфики, выражающееся в смене (с северо-востока на юго-запад к области замыкания) золото-молибденового оруденения молибденово-вольфрамовым и оловянно-вольфрамовым.

Как и во всех рассмотренных выше случаях, наиболее общим признаком потенциальной вольфрамоносности магматических пород МНР является принадлежность их к литий-фтористому и стандартному геохимическим типам в сочетании с положением соответствующих массивов в пределах перечисленных рудных вольфрамовых поясов. В аспекте геохимии вольфрама можно отметить, что потенциальной вольфрамоносности благоприятны высокодифференцированная в геохимическом отношении ассоциация рудоносных гранитоидов "стандартного" и "литий-фтористого" типов, а также сочетание высоких колебаний средних содержаний вольфрама в интрузиях с гипабиссальными и приповерхностными их фациями, благоприятными для постмагматического вольфрамитового оруденения.

Подобно тому, как было отмечено ранее для Забайкалья [73], уровень первично магматических концентраций вольфрама в рудоносных интрузиях может быть и в 1,5-2 раза ниже кларкового, и в 4-5 раз превышать его. По характеру геохимической эволюции выделяются два крайних типа интрузий рудоносных гранитоидов [50, 51].

1. Интрузии, в поздних фазах и жильных дифференциатах которых не наблюдается накопление вольфрама либо заметно его убывание. Они представлены гранитами "стандартного" геохимического типа с оруденением преимущественно кварцево-жильного типа (массивы Их-Хайрханского рудного узла, Модотинский, Их-Наротинхидский и др.).

2. Интрузии, в поздних дифференциатах которых наблюдается 2-х-3-х кратное и более увеличение содержания вольфрама. Этот тип объединяет вольфрамоносные массивы "литий-фтористых" гранитов (Бага-Газрын) и массивы, где последние ассоциируют с гранитами стандартного геохимического типа. Характерное оруденение - грейзены, штокверки и реже, кварцевые жилы.

В обоих типах рудоносных массивов, как правило, устанавливаются повышенные (в два-пять раз и более) по сравнению с "материнскими" гранитами концентрации вольфрама в послемагматических образованиях. Прежде всего это касается грейзенизированных и альбитсодержащих гранитов. В связи с гранитоидами стандартного геохимического типа оказываются преимущественно кварцевые жилы с гюбнеритом, реже вольфрамитом и касситеритом, а в связи с литий-фтористыми гранитами - высокотемпературные топаз-циннвальдитовые грейзены (цвитеры) с вольфрамитом и касситеритом.

Имеются также принципиальные различия суммарной минерали-

зации и качественного состава гидротермальных растворов рудообразующих систем первого (относительно разбавленные водно-углекислые растворы, месторождения Их-Хайрхан и Модото) и второго (концентрированные преимущественно натриево-хлоридные растворы, месторождение Бага-Газрын) типов [18].

Не останавливаясь на признаках потенциальной рудоносности вольфрамоносных литий-фтористых гранатов, которые отмечены выше, кратко перечислим следующие главные признаки потенциально рудоносных на вольфрам стандартных гранитов: 1) лейкократовый характер, 2) двуслюдяные и мусковитовые парагенезисы, 3) наличие кварц-мусковитовых грейзенов и кварцевых жил, 4) повышенные содержания вольфрама в грейзенах и других метасоматических образованиях, 5) повышенное отношение  $F/Li$  в сидерофиллите, 6) куполовидные формы массивов.

Таким образом, необходимыми предпосылками вольфрамовой минерализации в целом являются: а) парагенез гранитоидов стандартного или (и) литий-фтористого геохимических типов; б) становление их в условиях гипабиссальной или приповерхностной фаций; в) благоприятный структурный режим становления "материнских" интрузий. При оценке рудной продуктивности таких интрузий необходимо учитывать общий уровень первично-магматического содержания вольфрама, характер геохимической эволюции интрузий и концентрацию вольфрама в разнообразных послемагматических образованиях. Повышенные содержания вольфрама в последних, как правило, являются прямым признаком оруденения.

Площади, наиболее перспективные в отношении вольфрамового оруденения, являются районами внешнего Замыкающего вольфрамового пояса и особенно его западной и восточной частей и районами Внутреннего оловянно-вольфрамового пояса, примыкающими к северной границе МНР. Важной задачей является оценка рудоносности более древних, в частности, палеозойских гранитоидных ассоциаций и перспектив обнаружения новых для Монголии типов вольфрамового оруденения скарнового и ферберит-антимонитового типов. В отношении последнего наибольший интерес представляет периферическая область мезозойского Северо-Восточного ареала магматизма.

Золото. Специфика кварцево-жильного типа золотого оруденения заключается в полигенном характере магматических формаций, с которым это оруденение связано, и широком разнообразии геолого-структурных обстановок, ответственных за формирование месторождений. Поэтому для оценки признаков потенциальной золотоносности магматических комплексов использование только характеристики того или иного геохимического типа пород, как правило, бывает недостаточно. Как показали исследования в северной части Монголии [77, 78], для выявления признаков потенциальной золотоносности магматических образований необходимо иметь общую геохимическую характеристику всех вмещающих оруденение пород.

Несмотря на то, что золотое оруденение парагенетически связано в основном с гранитоидными системами, потенциально золотонос-

ными являются те из них, которые генерируются в условиях геологических структур, сложенных породами с изначально высоким содержанием этого элемента. Наиболее часто носителями золота в земной коре являются производные глубинных базитовых магм. Однако не менее типичным примером потенциально золотосных комплексов являются так называемые контрастные магматические ассоциации, в которых производные глубинных базитовых и внутрикоровых гранитоидных магм проявляются в одних структурах и сопряжены во времени. Для реализации потенциальных возможностей габброидно-гранитных ассоциаций необходимо непосредственное взаимодействие продуктов контрастных магм и длительная эволюция гибридизированных гранитоидных расплавов.

Мезозойское золотое оруденение в МНР сосредоточено в Хэнтейском золото-редкометальном поясе, обрамляющем зону "батолитового" ядра. Здесь золотосными являются многофазные интрузии контрастных ассоциаций, состоящих из пород габбро-диоритового и стандартного геохимических типов. К числу главных геолого-геохимических особенностей названной ассоциации относятся следующие.

1. Приуроченность габбро-гранитной контрастной ассоциации к зонам сквозьструктурных разломов широтного простирания и особенно к местам пересечения таких субширотных и северо-восточных разломов.

2. Обогащенный натрием состав лейкократовых гранитов в контрастной ассоциации.

3. Пониженный уровень концентрации литофильных редких элементов и фтора в гранитах по сравнению со средними содержаниями в этих породах.

4. Малофтористый сидерофиллитовый состав биотитов и бедный фтором состав мусковитов из гранитов.

5. Обогащенность биотитов Ni, Co, Cu, V, Cr, Pb, Zn.

6. Наличие признаков взаимодействия гранитов и основных пород с проявлением гибридных разновидностей.

7. Наличие полного набора пород контрастной ассоциации с габброидами ранних фаз, гранитами поздних фаз и послегранитными дайками лампрофиров.

8. Проявление послемагматической березитизации в гранитах и вмещающих породах.

9. Слабая эродированность интрузий гранитоидов контрастной серии.

Главным фактором потенциальной золотосности контрастной ассоциации является относительная обогащенность золотом входящих в ее состав основных пород [77]. В процессе воздействия гранитоидов на такие породы последние теряют 40-60% всего золота. Предполагается, что эта часть золота через флюидную фазу вовлекается в последующее рудообразование.

Наиболее перспективными на золото в МНР являются районы с широким распространением контрастной габбро-гранитной магматической ассоциации. К ним отнесены районы верховья р. Онон,

периферические зоны северо-восточного металлогенического ареала с контрастным базальт-липаритовым вулканизмом, каледонские и герцинские эвгеосинклинальные зоны с наложенным гранитным магматизмом (южная часть Гоби). При этом наибольший практический интерес представляют не кварцеворудные месторождения, а мощные тектонические зоны березитизированных пород и прожилкового окварцевания, которые могут обладать крупными запасами золотых руд [78].

Самого пристального внимания в отношении золотого оруденения заслуживают гранитоиды, в частности, породы повышенной щелочности, распространенные в восточной и северо-восточной областях периферической зоны мезозойского ареала магматизма, а также Южно-Гобийского металлогенического пояса. Перспективными в отношении золотого оруденения могут быть зоны скарнов, скарноподобных и флюорит-магнетитовых образований, субвулканические липарит-дацит-андезитовые аппараты.

#### **КОЭФФИЦИЕНТЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ РЕДКИХ И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ КАК ПОКАЗАТЕЛИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД**

Для решения проблемы связи рудных месторождений с кислым магматизмом наряду с традиционными геологическими, петрологическими и геохимическими методами целесообразно использовать новые подходы. Одним из путей решения этой проблемы является исследование коэффициентов распределения элементов между минералами и магматическими расплавами, минералами и сосуществующими флюидами, которые отражают закономерности концентрации и рассеяния элементов в природных процессах [68]. Особый интерес в отношении связи редкометального оруденения представляют коэффициенты распределения элементов в рудоносных магматических расплавах, закаленными эквивалентами которых являются, например, онгониты [35]. Обобщенные результаты по коэффициентам распределения редких элементов в онгонитах представлена в табл. 4. Необходимо подчеркнуть, что по усредненным данным комбинированные коэффициенты распределения таких редких элементов, как литий, цезий, бериллий, цинк, фтор, ниобий, тантал, вольфрам и олово значительно меньше единицы. В связи с этим фракционирование онгонитовых расплавов должно приводить к последовательному накоплению этих элементов в остаточных расплавах или поздних фазах массивов редкометальных литий-фтористых гранитов, что в действительности и наблюдается в большинстве упомянутых массивов [24]. В силу низких значений комбинированных коэффициентов распределения указанных элементов наиболее высокие концентрации их в магматических породах следует ожидать среди эффузивов. В частности, известные бертрандитовые туфы, богатые редкими элементами фтористые риолиты, цезиевые стекла и перлиты, да и сами онгониты, по-видимому, являются примерами таких эффузивных пород.

Таблица 4

Коэффициенты распределения\* редких элементов в онгонитах [27]

Элемент	$K_1 = \frac{КПШ}{\text{Расплав}}$	$K_2 = \frac{Аб}{\text{Расплав}}$	$K_3 = \frac{Сл}{\text{Расплав}}$	$K_{\text{комб}}$
К	$\frac{3,19-9,72}{5,43}$	He опр.	$\frac{2,96-4,55}{3,79}$	He опр.
Na	$\frac{0,31-1,49}{0,57}$	$\frac{1,44-2,89}{1,93}$	He опр.	$\frac{0,86-1,60}{1,19}$
Li	$\frac{0,04-0,21}{0,09}$	$\frac{0,18-0,42}{0,28}$	$\frac{4,39-15,1}{9,84}$	$\frac{0,14-0,28}{0,20}$
Rb	$\frac{1,02-7,19}{3,06}$	He опр.	$\frac{2,9-8,6}{5,5}$	$\frac{0,36-1,43}{0,87}$
Cs	$\frac{0,79-3,16}{1,93}$	"	$\frac{4,9-13,4}{6,9}$	$\frac{0,30-1,07}{0,59}$
Be	$\frac{0,05-0,72}{0,33}$	$\frac{0,10-4,77}{0,89}$	$\frac{0,63-8,06}{2,74}$	$\frac{0,08-2,68}{0,55}$
Pb	$\frac{0,44-1,54}{1,06}$	$\frac{0,79-2,05}{1,44}$	$\frac{0,17-3,39}{1,69}$	$\frac{0,51-1,80}{1,11}$
Zn	$\frac{0,10-0,72}{0,40}$	$\frac{0,15-0,80}{0,37}$	$\frac{1,16-22,0}{8,44}$	$\frac{0,20-0,81}{0,40}$
F	~0	$\frac{0,22-0,47}{0,31}$	$\frac{1,58-3,24}{2,10}$	$\frac{0,02-0,31}{0,18}$
Nb	~0	~0	$\frac{2,68-5,84}{4,10}$	$\frac{0,05-0,09}{0,07}$
Ta	~0	~0	$\frac{0,88-2,85}{1,73}$	$\frac{0,02-0,04}{0,03}$
W	$\frac{0,06-0,73}{0,35}$	$\frac{0,25-1,35}{0,62}$	$\frac{0,25-33,1}{5,69}$	$\frac{0,01-0,80}{0,37}$
Sn	$\frac{0,02-0,31}{0,09}$	$\frac{0,09-0,45}{0,23}$	$\frac{0,45-30,4}{9,7}$	$\frac{0,02-0,89}{0,18}$
Ba	$\frac{0,53-3,43}{1,95}$	$\frac{0,48-1,59}{1,00}$	$\frac{0,82-4,1}{1,78}$	$\frac{0,38-2,03}{1,13}$
Sr	$\frac{0,43-1,91}{1,20}$	$\frac{0,61-2,77}{1,15}$	$\frac{0,63-1,40}{1,15}$	$\frac{0,43-1,50}{0,96}$

\* В числителе - интервал колебаний, в знаменателе - среднее значение. КПШ, Аб, Сл, Расплав - концентрации элементов соответственно во вкрапленниках калиевого полевого шпата, альбита, слюды и в расплаве.  $K_{\text{комб}}$  - комбинированный коэффициент распределения [68].

Таким образом, значение коэффициентов распределения редких элементов меньше единицы является показателем возможности появления рудных концентраций редких элементов на магматическом этапе. По-видимому, таким путем могли образоваться месторождения тантала и ниобия в редкометальных литий-фтористых гранитах, поскольку содержания их в последних выше или в крайнем случае близки по порядку к содержаниям в расплавах, т.е. онгонитах (см. табл. 4). Концентрации фтора, лития, бериллия, вольфрама и иногда олова в расплавах (онгонитах) выше, чем в раскristализованных их аналогах, т.е. в литий-фтористых гранитах. Поскольку для указанных элементов характерны, как и для тантала и ниобия, низкие величины комбинированных коэффициентов распределения между кристаллами и расплавами (см. табл. 4), значительное количество указанных элементов должно переходить во флюид, отделяющийся при кристаллизации онгонитовых магм. В связи с этим, вероятно, не случайно фтор, литий, бериллий, вольфрам концентрируются в рудных постагматических грейзенах и рудных жилах, образовавшихся под воздействием флюидов, генетически связанных с редкометальными литий-фтористыми гранитами.

Для конкретизации этого положения кратко рассмотрим некоторые перечисленные выше и предлагавшиеся другими исследователями эмпирические критерии потенциальной рудоносности кислых магматических пород.

Одним из таких эмпирических критериев потенциальной рудоносности магматических пород ("металлогенической специализации") считается повышенная концентрация рудного элемента в породе. Вообще этот критерий не выдержал проверки временем, но для оловоносных литий-фтористых гранитов он находит свое обоснование в зависимости комбинированного коэффициента распределения олова от содержания этого элемента в породе (рис. 2). Чем выше содержание олова в породе, тем ниже значение его комбинированного коэффициента распределения и тем в большей степени происходит накопление олова в остаточном магматическом расплаве. Видимо, этот критерий может быть использован для оценки потенциальной вольфрамоносности и бериллиевоносности [66] кислых пород, но повышенные концентрации этих элементов могут сохраниться только в вулканических породах, а из раскristализованных плутонических фаций бериллий и вольфрам удаляются с флюидной фазой.

Другим критерием потенциальной рудоносности считается накопление элементов в поздних фазах интрузивных массивов. При допущении механизма кристаллизационной дифференциации в образовании таких массивов этот критерий является следствием низких (менее 1) значений комбинированных коэффициентов распределения рудных элементов. Поэтому вполне понятно, что концентрации лития, бериллия, цинка, фтора, ниобия, тантала, олова (см. табл. 4) увеличиваются в породах поздних фаз рудоносных массивов литий-фтористых гранитов [24].

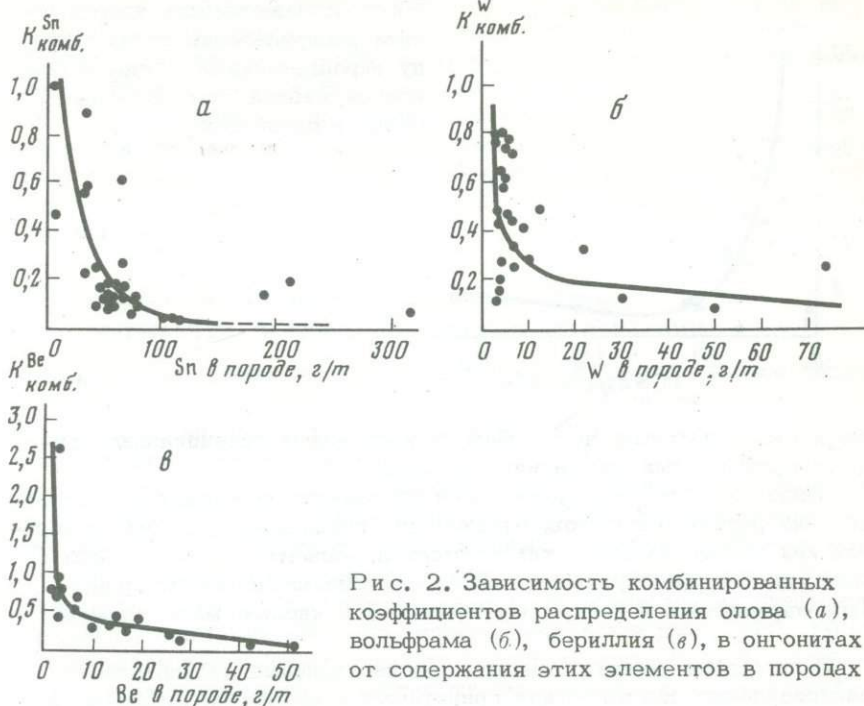


Рис. 2. Зависимость комбинированных коэффициентов распределения олова (а), вольфрама (б), бериллия (в), в онгонитах от содержания этих элементов в породах

Коэффициенты распределения многих редких элементов (бериллия, лития, рубидия, олова и др.) зависят от концентрации фтора в системе [26, 28, 29]. Отсюда становится понятной положительная роль фтора в генерации редкометалльного оруденения, которая является еще одним из эмпирических критериев потенциальной рудоносности кислых магматических пород [72].

Наконец, подчеркнем разные величины коэффициентов распределения редких элементов для альбита, калиевого шпата и слюды. Как правило, наибольшее значение (более 1) они имеют для слюды. Поэтому понятно, что способность слюд концентрировать редкие элементы также используют в качестве эмпирического критерия потенциальной рудоносности. В области составов расплавов с содержанием олова выше 100 г/т (рис. 3) коэффициент распределения олова между слюдой и расплавом достаточно постоянен, в связи с чем в таких рудоносных магмах слюды будут последовательно обогащаться оловом по мере накопления его в магме. В то же время, как следует из рис. 2, способность накапливать олово характерна для слюд из относительно бедных оловом пород и, следовательно, не может служить надежным критерием потенциальной рудоносности.

Калиевые полевые шпаты и альбиты в силу слабой способности концентрировать большинство редких элементов (см. табл. 4) явля-

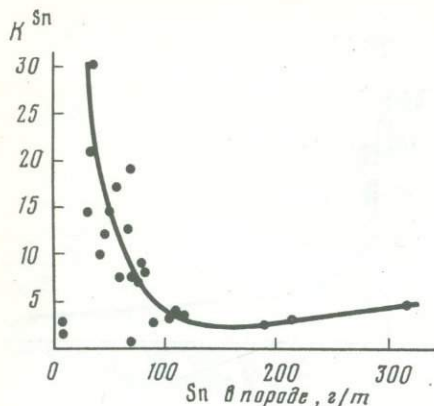


Рис. 3. Зависимость коэффициента распределения олова между вкрапленниками слюды и основной массой от содержания олова в онгонитах

ются менее четкими, чем слюды, показателями потенциальной рудоносности кислых магматических пород.

Таким образом, величина комбинированного коэффициента распределения редких элементов, отражающая геохимическую роль минералов как концентраторов этих элементов, является очень важным минералогическим критерием связи редкометального оруденения (магматического и постмагматического) с кислым магматизмом [27].

В последнее время появились предварительные результаты по распределению золота между гранитными расплавами, флюидами и равновесными кристаллическими фазами [69]. По этим данным комбинированный коэффициент распределения золота между кристаллами и гранитными расплавами близок к единице, а коэффициент распределения между флюидом и расплавом оценивается величиной  $\sim 50$ . В связи с этим после кристаллизации гранитной магмы около половины всего золота в ней переходит во флюид. В то же время авторы приходят к однозначному выводу о генетической связи золотого оруденения исключительно с кислым магматизмом, поскольку осадочные породы резко недосыщены золотом; и трудно ожидать осаждения золота из растворов, находящихся в равновесии с такими бедными золотом породами.

Отсюда следует, что содержания золота в породах или их минералах не может быть признаком потенциальной золотоносности магм, как и повышенные содержания золота в поздних интрузивных фазах. Эти типичные признаки для редких элементов не фигурируют среди эмпирических критериев потенциальной золотоносности. Благоприятными для золотого оруденения являются ассоциация габбро и лейкогранитов, богатый натрием состав лейкогранитов, пониженный уровень содержания фтора и литофильных редких элементов в породах и минералах, повышенные содержания двуокси углерода и серы (наличие карбонатов, сульфидов в метасоматических породах в пределах золоторудных площадей. Эти признаки находят свое объяснение данными экспериментальных исследований цитированной выше

работы. По-видимому, взаимодействие основных пород с гранитной магмой способствовало обогащению последней золотом и соответственно увеличению доли его выхода во флюид. Натриевый характер лейкогранитов мог влиять на их золотоносность, во-первых, через их связь с основными породами, а во-вторых, через обедненность фтором и, видимо, обогащение хлором, который является интенсивным экстрактором золота. Возможны, конечно, и другие объяснения эмпирических критериев потенциальной золотоносности магматических пород.

### НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ МАГМАТИЗМА И РУДОНОСНОСТИ ЗОН АКТИВИЗАЦИИ

В настоящее время четко устанавливается геохимическое сходство магматических пород и связанного с ними оруденения для пространственно разобщенных и одновременных по образованию зон тектономагматической активизации [15, 16]. Весьма важно, что зоны активизации различных фанерозойских провинций занимают такое же положение в тектоно-магматической зональности, как и рассмотренные выше мезозойские образования Монголо-Охотского пояса, по отношению к активным (эвгеосинклинальным) зонам Тихоокеанского кольца. Этот тезис может быть обоснован на следующих примерах, заимствованных из цитированных выше работ [15, 16].

Западная часть Тихоокеанского кольца в мезозое. Зоны активизации в этой провинции наиболее широко развиты в раннемезозойскую ( $T-I_{1-2}$ ), позднемезозойскую ( $I_3-K_1$ ) эпохи. Аналогичные образования формировались здесь также и в позднемеловое - палеогеновое время.

В раннемезозойскую эпоху в Восточной Азии выделяются четыре самостоятельных сектора: Северо-Восточный, рассмотренный выше Монголо-Охотский, Южно-Китайский и Малайско-Калимантанский. Северо-Восток СССР выпадает из общей схемы, как, вероятно, в связи со слабой изученностью, так, возможно, и потому, что эвгеосинклинали этого времени не были связаны с Тихоокеанским кольцом. В остальных секторах вырисовываются эвгеосинклинальные зоны на восточных, внутренних флангах и обрамляемая их внешние зоны магматизма. Магматическая зональность, выявляемая по распространению геохимических типов массивов магматических пород в каждой зоне, в целом имеет следующий вид (с востока на запад): 1) зона гранит-грано-диоритовых батолитов с золотым оруденением, 2) зона развития стандартных (и литий-фтористых) гранитов с оловянно-вольфрамовым оруденением и 3) зона щелочных интрузий с редкометальным оруденением. Для первых двух зон характерен известково-щелочной вулканизм; с зоной развития щелочных интрузий более или менее четко совпадают поля щелочных вулканитов. Зональность, в целом соподчинена с простираем эвгеосинклинальных зон, однако она резко (до 1000 км) смещена вглубь континента вдоль крупных поперечных разломов, приобретая на краях подково-

образную форму, облекающую эти разломы. Поперечные разломы являются также границами между секторами. Такими поперечными разломами являются Монголо-Охотский, Яньшаньский (вместе с Фосса-Магна), Циньлинский и, вероятно, разлом Черной реки (Индокитай).

Металлогения полностью согласуется с размещением соответствующих типов интрузий и прямо не зависит от состава вмещающих толщ. Так, упоминавшиеся ранее оловянные месторождения Забайкалья и Монголии заключены в терригенных и кристаллических толщах, тогда как китайские месторождения сконцентрированы в карбонатных породах. Меняется лишь формационный тип: вместо кварцево-касситеритовых месторождений появляются скарновые.

В позднемезозойскую эпоху на востоке Азии сохраняются те же сектора, что и в раннем мезозое. На Северо-Востоке СССР появляется эвгеосинклинальная зона (Пенжинско-Анадырская), принадлежащая уже Тихоокеанскому поясу, и магматическая зональность на смежных территориях соподчинена со структурными элементами этой эвгеосинклинали. В это же время происходит развитие эвгеосинклинали на юго-востоке Хонсю, откуда магматизм распространялся на территорию, лежащую между Яньшаньским и Циньлинским разломами. Структурно-магматическая зональность в целом остается той же, что и в раннем мезозое. В целом позднемезозойская зональность смещена к востоку по сравнению с раннемезозойской, равным образом как сместились к востоку зоны эвгеосинклинали. В результате позднемезозойские внешние зоны накладываются на внутренние раннемезозойские. Только в Корее наблюдается обратная картина, когда позднемезозойские гранит-гранодиориты рвут ранние щелочные породы. Это вполне объяснимо тем, что именно к позднему мезозою относится образование смежной эвгеосинклинали на Хонсю.

В позднем мелу структурно-магматическая зональность сохраняет полностью те же черты, что и в предыдущие эпохи, лишь смещаясь на восток. Существенно, что в это время не ощущается сколь-нибудь заметного влияния поперечных разломов — все зоны могут быть прослежены непосредственно с севера на юг, а сама зональность становится линейной, теряя прихотливые очертания с глубокими заливами вглубь континента (кроме, может быть, района ДРВ и Юньнани). Одновременно сам магматический ареал сильно сужается и в результате местами происходит совмещение гранитоидов стандартного типа с интрузиями и диорит-монцититового состава.

Средний — верхний палеозой Казахстана. Нижне- и среднедевонский тектоно-магматический ареал Казахстана имеет подковообразную форму и характеризуется сменой пород от вулканитов известково-щелочной серии и батолитообразных массивов гранит-гранодиоритового состава, примыкающих к Джунгаро-Балхашскому терригенному прогибу, через граниты стандартного типа (боровский, желтауский, каибский комплексы) к литий-фтористым (Лосевский и Балкашинский комплексы) и щелочным интрузиям (ишимский комплекс) на периферии ареала.

Такой же характер магматизма сохраняется в Казахстане и для последующих эпох (вплоть до  $C_2 - P_1$ ), но сами ареалы закономерно смещаются на юго-восток, т.е. в том же направлении куда "отступают" и эвгеосинклинальные зоны.

Герциниды Западной и Средней Европы. Здесь вдоль восточного края Балканского полуострова и южной части Восточных Альп по развитию морских терригенных толщ может быть реконструирован край континента, сменявшийся южнее предполагаемым океаническим бассейном — Палеотетисом. В непосредственной близости к краю континента сосредоточены в основном гранит-гранодиоритовые интрузии. Далее к северо-западу идет широкая зона развития редкометальных гранитоидов (Рудные горы, центральный массив Франции, Бретань, Корнуэлл). К периферии магматического ареала приурочен магматизм щелочного и субщелочного состава (грабен Осло, пояс Фемари-Узедом, Силезско-Краковская возвышенность).

Такие примеры тектоно-магматической зональности с участием зон активизации могут быть продолжены [16]. Совершенно очевидно, что пространственное распределение магматических пород различных геохимических типов во всех таких ареалах и зонах активизации, занимающих в рассматриваемых ареалах всю их площадь за исключением площадей эвгеосинклинальных зон, соответствует зональности, описанной выше для Монголо-Охотского пояса. С позиции потенциальной рудоносности магматических пород важно, что в соответствии с распределением магматизма находится металлогеническая зональность (каждой отдельно взятой эпохи). Следуя от внутренних областей ареалов к внешним можно выделить следующие.

1. Зону медно-колчеданного с золотом, хром-никелевого и платинового оруденения, приуроченную к эвгеосинклинали и связанную со спилит-базальтовым вулканизмом и габбро-гипербазитовыми и габбро-плагиогранитными комплексами, и которая не относится непосредственно к зонам активизации.
2. Золото-молибденовую зону, совмещенную с интрузиями гранит-гранодиоритового типа и вулканическими поясами, представленными известково-щелочными вулканидами.
3. Полиметаллическую зону, приуроченную к диорит-монцитонитовым интрузиям. Она самостоятельно проявлена в областях "распыленного" магматизма вдоль поперечных разломов, в остальных местах она часто совмещается со смежными зонами, и возникают комплексные золото-полиметаллические рудные подзоны.
4. Олово-вольфрамовую зону, связанную со стандартными и литий-фтористыми гранитами; последние несут другое редкометальное (тантал-ниобиевое, литиевое и т.д.) оруденение.
5. Редкоземельно-ниобий-циркониевую зону, приуроченную к щелочным интрузиям.

К внешней части многих ареалов тяготеют телетермальные месторождения ртутно-сурьмяной группы, часто с золотом, мышьяком, полиметаллами.

Следует подчеркнуть, что границы между зонами выявляются статистически и их не следует поэтому понимать в виде четко очерченных рубежей. На границах зон появляются как интрузии различных геохимических типов, так и смешанные комплексные месторождения.

Размещение на площади структурно-магматических и металлогенических зон подчинено только эвгеосинклиналям и поперечным разломам и практически не зависит от состава и структуры вмещающей среды. Они могут накладываться на древние платформы (Сибирскую и Китайскую), на палеозойские складчатые сооружения (Центрально-Азиатский пояс), на срединные массивы (Омолонский, Индосинийский), на предшествующие мезозойские эвгеосинклинали (Сихотэ-Алинь), на поля развития терригенных пород (Верхоянье), на карбонатный чехол платформы (Южный Китай) и т.д. Во всех случаях тип магматических продуктов и рудных проявлений в самом общем виде зависит от положения зоны по отношению к одновозрастной эвгеосинклинали. Это позволяет предполагать большую роль потоков ювенильного (мантийного) вещества в образовании как самих магматических пород, так и связанных с ними рудных элементов. Вместе с тем зональность магматизма закономерным образом согласуется с тектоническим строением области активизации. В частности, зона известково-щелочного магматизма раннего мезозоя в общем виде совпадает с Дауро-Хэнтэйским поднятием, зона магматизма повышенной щелочности тяготеет к обрамляющим его системам прогибов [48, 60]. Роль разломов и других деталей структуры вмещающего основания отчетливо проявляется в размещении региональных интрузивных ассоциаций, отдельных интрузий, рудных зон и узлов.

Вмещающая среда, безусловно, влияет также на состав интрузивных пород и формационный тип месторождений. В терригенных толщах возникают обычно кварцево-жильные и грейзеновые месторождения олова и вольфрама, а в карбонатных — скарновые. Равным образом детали структуры местами контролируют внедрение гранитоидов и определяют положение рудных узлов.

Существование закономерностей структурно-магматической зональности свидетельствует о причинной зависимости сиалического магматизма в пределах коры континентального типа и явлений, происходящих в эвгеосинклинальных зонах. Это позволяет связать во едино собственно геосинклинальный процесс и явления тектоно-магматической активизации (или ревивации). Тектоно-магматическая активизация представляет собой одно из проявлений в пределах коры континентального типа единого геосинклинального процесса, наиболее яркое выражение которого обнаруживается в сопряженных эвгеосинклинальных зонах.

Наиболее полное выражение тектоно-магматическая активизация получает в том случае, когда отмеченная выше зональность проявлена на громадных площадях и в значительном удалении от собственно эвгеосинклинальных зон. В этом случае мы имеем не вертикальный ряд магматических формаций и связанных с ними рудных

месторождений, которые сменяют друг друга во времени по мере протекания последовательных стадий развития геосинклинальных систем, а горизонтальный ряд разновозрастных формаций или ассоциаций геохимических типов магматических пород, последовательно удаляющихся в пространстве от эвгеосинклинальных зон. Наличие тектоно-магматической зональности в различных ареалах показывает значительно более широкое распространение указанных горизонтальных рядов формаций, чем вертикальных [16], что в свою очередь свидетельствует о широком распространении в природе разновозрастных зон активизации.

Для того, чтобы представить себе необходимые и достаточные условия для проявления зон активизации, необходимо рассмотреть другие возможные проявления магматизма и оруденения в земной коре.

Судя по результатам анализа проявлений магматизма, проведенного в книге [16], можно говорить о достаточно большом разнообразии геодинамических обстановок, способствующих интенсивным магматическим процессам. Среди этих обстановок необходимо, в частности, отметить островодужную, которая по набору магматических пород и своей металлогении резко отличается от обстановок монголо-охотского типа (рис. 4, б). В островодужной обстановке образуются, например, только месторождения Pb-Zn, Cu(Au), Fe-Cu и Au.

Сопоставление обстановок островодужного и монголо-охотского (активизационного) типов дает возможность наметить условия проявления тех и других [15, 16]. Непосредственно для редкометалльных гранитоидов и связанных с ними месторождений W, Sn и других, проявленных только в зонах активизации обстановок монголо-охотского типа, интересующие нас условия могут быть сформулированы следующим образом [23, 24].

1. Проявление условий, благоприятных для образования крупных магматических масс, способных к весьма глубокой дифференциации. Как уже говорилось, крупные магматические массы гранитоидного состава в земной коре образуются только в определенных геодинамических обстановках, в частности, в обстановках монголо-охотского типа. Считается, что этим обстановкам свойственен высокий тепловой и флюидный поток, обеспечивающий формирование упомянутых больших объемов гранитоидных и щелочных расплавов.

2. Наличие континентальной коры для выплавления гранитных магм.

3. Закономерное повышение щелочности трансмагматических флюидных потоков по направлению от эвгеосинклинальных зон к периферии зон активизации, что благоприятствует проявлению магматической и металлогенической зональности со сменой известково-щелочных серий магматических пород щелочными.

4. Расположение в периферических частях тектоно-магматических ареалов, которые характеризуются преобладанием, по-видимому, условий растяжения или относительного тектонического покоя, что является благоприятным для весьма глубокой дифференциации материнских магм.

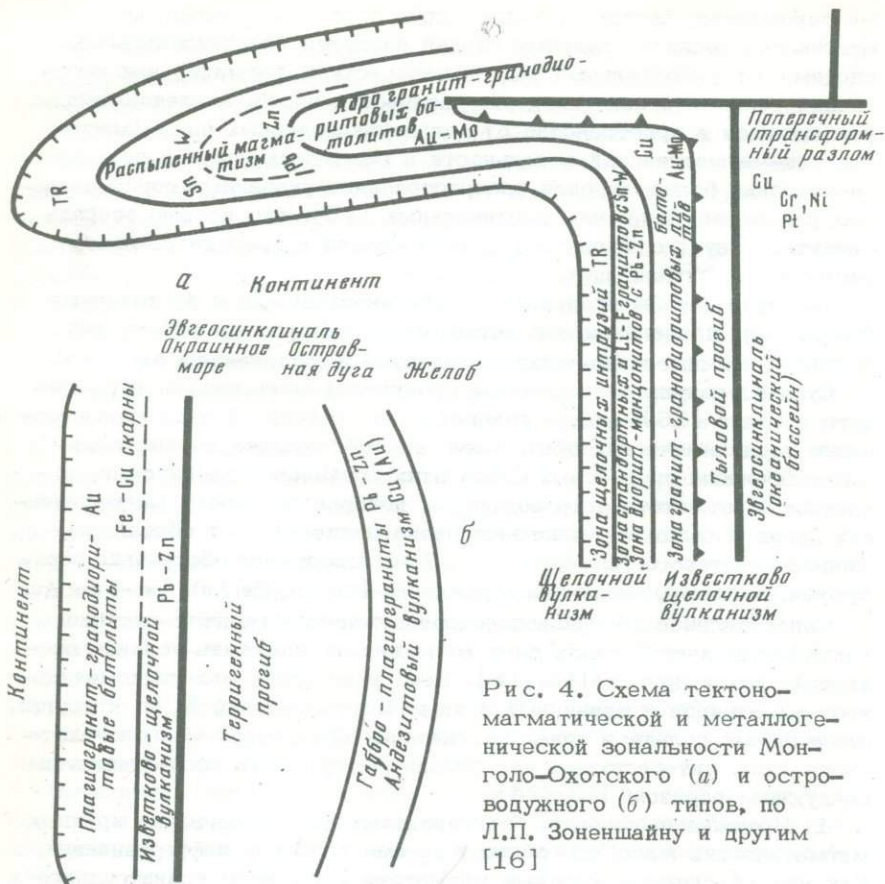


Рис. 4. Схема тектоно-магматической и металлогенетической зональности Монголо-Охотского (а) и островодужного (б) типов, по Л.П. Зоненшайну и другим [16]

Теперь, естественно, возникает вопрос, что же это за геодинамические условия монголо-охотского типа, в связи с которыми широкое развитие получают тектоно-магматические зоны активизации? Для ответа на этот вопрос важно найти современные аналоги таких ареалов, образование которых продолжается и в настоящее время в условиях, поддающихся прямому геологическому исследованию. Таким примером может служить кайнозойский (25-0 млн. лет) тектоно-магматический ареал на западе Северной Америки, который подробно проанализирован в работе Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина, В.М. Моралева [16]. В этом ареале аналогом Монголо-Охотского морского прогиба является проникающий глубоко в континент Калифорнийский залив и продолжающий его на континенте четвертичный прогиб Салтон. По-видимому, в качестве аналога Монголо-Охотского линеймента здесь можно рассматривать трансформный разлом Сан-Андреас, который смещает

вдоль Калифорнийского залива рифтовую систему Восточно-Тихоокеанского поднятия. Вдоль разлома Сан-Андреас кайнозойский магматизм проникает далеко на север Северо-Американского континента, что также сходно с проникновением мезозойского магматического ареала вдоль Монголо-Охотского шва. Как и в случае магматических ареалов в пределах Монголо-Охотского пояса, кайнозойский магматический ареал запада Северной Америки имеет зональное строение, симметричность которого нарушена, правда, западным краем Северо-Американского континента. Ближе к Калифорнийскому заливу к востоку от разлома Сан-Андреас проявлена зона известково-щелочного вулканизма (Каскадные горы, Сьерра-Невада, Сонома, запад пустыни Махаве). По химизму пород этой зоны и металлогении их можно сопоставить с породами "ядра" раннемезозойского Северо-Восточного ареала, хотя в Америке эти породы - вулканиты, а в Монголо-Охотском поясе - интрузивные образования.

Далее к востоку от этой зоны в периферической части кайнозойского ареала проявлены вулканические аналоги подзоны "распыленного" магматизма и зоны щелочного магматизма ареалов Монголо-Охотского пояса. Это - вулканиты так называемой "бимодальной" серии (Большой Бассейн, плато Колорадо, Снейк-Ривер, Йеллуостонский парк, Нью-Мексико), которые включают риолиты, в том числе ультракислые фтор-бериллиевые их разности (аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов), а также комендиты, являющиеся аналогами щелочных гранитов. На самом краю кайнозойского ареала проявлены малые интрузии фонолитов и лейцитовых базальтов.

Для запада Северной Америки образование кайнозойского тектоно-магматического ареала связывается с перекрытием всей системы Восточно-Тихоокеанского хребта Северо-Американским континентом, в процессе чего произошло и раскрытие Калифорнийского залива [16]. Активность этой рифтогенной структуры под континентом привела к интенсивному магматизму в этом регионе, причем условия растяжения были особенно благоприятны для формирования щелочных магм периферической зоны ареала.

Имея в виду большое сходство тектоно-магматической зональности мезозойских ареалов Монголо-Охотского пояса, в том числе и МНР, с кайнозойским ареалом Запада Северной Америки, можно допустить и близость геодинамических условий их образования. Имеются данные [83], что домеловой срединный океанический хребет Тихого океана протягивался вдоль современных Гавайского и Императорского хребтов, что, как будто, подтверждается мезозойскими полосовыми аномалиями. Если допустить, что в северо-западном направлении этот хребет мог сочленяться с системой Монголо-Охотских прогибов, возникшие зональности в пределах Монголо-Охотского пояса можно связать с процессом надвигания в мезозое Азиатского континента на систему древнего срединно-океанического Тихоокеанского хребта. Тогда с активностью домеловой рифтовой системы Тихого океана, перекрытой Азиатским континентом, можно связывать образование тектоно-магматических ареалов

и зон активизации Монголо-Охотского пояса, в том числе и проявление магматизма.

Очевидно, аналогичные геодинамические условия проявлялись и в другие эпохи на периферии континентальных тектоно-магматических ареалов (средний и верхний палеозой Казахстана, герциниды Западной и Средней Европы и др.), что способствовало широкому развитию в этих ареалах зон активизации со специфическим магматизмом и оруденением. Теперь можно сказать также, что удивительно широкое распространение мировых месторождений вольфрама, олова и проявлений редкометальных гранитоидов именно в мезозое является не случайным. В мезозое происходило раздвижение литосферных плит с распадом Пангеи и Гондваны и соответствующим надвиганием Азиатского континента на плиту Тихого океана [16]. В связи с этим вся восточная окраина Азии по своим геодинамическим условиям оказалась ареной проявления процессов активизации и характерного магматизма с интенсивным оруденением вольфрама, олова и редких элементов.

В кайнозое произошло отмирание мезозойской рифтовой системы в пределах Тихого океана и формирование ее современной структуры. С этого момента процессы активизации распространяются уже в восточной половине Тихоокеанского Кольца и, в частности, на западной окраине Северной Америки и в Андах.

Из всего сказанного в данном разделе можно сделать вывод, что потенциальная рудоносность магматических пород и их ассоциаций в региональном аспекте зависит от типа геодинамической обстановки их образования. В частности, в ареалах Монголо-Охотского и Андийского типов, в которых наиболее широко развиты тектоно-магматические процессы активизации в континентальной коре, проявлены магматические породы, потенциально рудоносные в первую очередь на золото, вольфрам, олово и редкие элементы. В каждой из зон таких ареалов сформировались магматические породы определенных геохимических типов с различной потенциальной рудоносностью.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование проблемы потенциальной рудоносности магматических пород зон активизации показало большую сложность и многоплановость этой проблемы. Решение ее в полном виде означало бы разработку общей теории процессов возникновения и становления магматических пород, взаимодействия магм с вмещающими средами, процессов концентрирования и отделения рудного вещества от магматических и послемагматических систем. Конечно, решить ее в таком объеме пока невозможно. Настоящее исследование касалось выявления генетических и пространственных связей некоторых рудных месторождений с магматическими породами зон активизации (на примере мезозоя МНР) и разработки эмпирических устанавливаемых критериев потенциальной рудоносности таких по-

род. Для этого были изучены месторождения редких элементов, вольфрама и золота на территории МНР, проведена их классификация; исследованы магматические породы, которые разделены на геохимические типы; показаны пространственные связи магматических пород различных геохимических типов и различных рудных месторождений; рассмотрен характер таких связей с точки зрения происхождения магматических пород и оруденения; выявлены некоторые общие закономерности пространственного размещения магматических пород различных геохимических типов и оруденения, показан генетический смысл процесса тектоно-магматической активизации, его связь с событиями в разновозрастных эвгеосинклиналях и причина широкого распространения магматических пород, потенциально рудоносных на редкие элементы, вольфрам и олово. Удалось также конкретизировать признаки потенциальной рудоносности магматических пород на редкие элементы, вольфрам и золото. Конечно, эти признаки не являются исчерпывающими и требуют дальнейшего своего исследования.

В самом общем виде следует подчеркнуть, что признаки потенциальной рудоносности магматических пород на различные рудные полезные ископаемые могут очень сильно различаться. Такое различие начинает чувствоваться уже при анализе металлогении и геохимической специфики различных тектоно-магматических ареалов. В частности, магматические породы, потенциально рудоносные на редкие элементы, вольфрам, олово, золото, как правило, развиты только в ареалах монголо-охотского и андийского типов. Это необходимо учитывать при оценке потенциальной рудоносности магматических пород тех или иных регионов.

Весьма важным общим признаком потенциальной рудоносности магматических пород является принадлежность их тому или иному геохимическому типу. Этот признак важен в региональном металлогеническом аспекте, поскольку гранитоиды различных геохимических типов закономерно и зонально распределены в ареалах, в том числе и в зонах активизации.

При более детальных геохимических и геологических работах удается наметить признаки потенциальной рудоносности магматических пород в отдельных массивах. Достаточно определенными эти признаки устанавливаются для редкометальных литий-фтористых и щелочных гранитоидов. Для выявления таких признаков важное значение имеют детальные геохимические исследования гранитоидов конкретных массивов.

В соответствии со сказанным можно рекомендовать и последовательность исследований потенциальной рудоносности магматических пород. Первоначально по типу тектоно-магматического ареала данного региона оценивается возможный набор рудных месторождений. Затем в соответствии с тектоно-магматической и металлогенической зональностью оценивается потенциальная рудоносность магматических пород каждой зоны на конкретные рудные месторождения. После этого на основании детальных геохимических работ оценивается потенциальная рудоносность конкретных массивов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е.Д., Богатиков О.А., Бородаевская М.Б. и др. Систематика магматических горных пород. - Изв. АН СССР, 1978. Сер. геол., № 10.
2. Антипин В.С. Петрология и геохимия гранитоидов различных фаций глубинности. Новосибирск: Наука, 1977.
3. Антипин В.С., Горегляд А.В., Петров А.Л. О новой разновидности редкометалльных турмалин-мусковитовых бериллсодержащих гранитов на территории МНР. - В кн.: Ежегодник - 1972 (отчет о работе Ин-та геохимии за 1972 г.). Иркутск: Наука, 1973.
4. Антипин В.С., Коваленко В.И., Костюкова Е.С., Сомина Л.А. Коэффициенты распределения свинца и цинка в онгонитах в связи с вопросами поведения рудных элементов в гранитоидах. - Изв. АН СССР, 1979. Сер. геол., 1979, № 3.
5. Баскина В.А., Волчанская И.К. Новый тип редкоземельного оруднения в Южной Монголии, связанный с щелочными вулканитами. - Докл. АН СССР, 1976, т. 223, № 3.
6. Билибина Т.В., Дашкова А.Л., Донаков В.И. и др. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л.: Недра, 1976.
7. Бобров В.А., Полевая Н.И., Спринцсон В.И., Тихомиров И.И. Возрастные группы интрузивных пород Забайкалья и Восточной Монголии по результатам определения абсолютного возраста и геологическим данным. - Сов. геология, 1963, № 3.
8. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7.
9. Владыкин Н.В. Средние содержания и парагенезисы аксессуарных минералов в различных геохимических типах мезозойских гранитоидов МНР. - В кн.: Вопросы минералогии Восточной Сибири. Иркутск, 1973.
10. Владыкин Н.В. Геохимические особенности и типоморфизм минералов редкометалльных гранитоидов Восточной Монголии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук, 1978.
11. Владыкин Н.В., Антипин В.С., Чувашева Л.А. Редкометалльная зональность Унчжунского пегматитового поля - В кн.: Ежегодник - 1974, Сибирский ин-т геохимии. Иркутск: Наука, 1975.
12. Владыкин Н.В., Дорфман М.Д., Коваленко В.И. Минералогия, геохимия и генезис редкометалльных топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов Монгольской Народной Республики - В кн.: Новые данные о минералах СССР. Изд. Минералог. музея им. А.Е. Ферсмана, М., 1974, вып. 23.
13. Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Кашаев А.А. и др. Новый силикат кальция и циркония - армстронгит. - Докл. АН СССР, 1973, 209, № 5.
14. Говоров И.Н. Редкометалльные грейзены в карбонатных породах - В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд. ВИМС, М., 1966, т. III.
15. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса. - Геотектоника, 1973, № 5.
16. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.Н. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения М.: Недра, 1976.

17. Иванова Г.Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976, вып. 15.
18. Иванова Г.Ф., Коваль П.В. Вольфрамовое оруденение Монголии – В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. – Тр. совм. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., М.: Наука, 1977, вып. 22.
19. Иванова Г.Ф., Максимюк И.Е. Зависимость состава вольфрамитов от ряда геолого-минералогических и физико-химических факторов. – Геохимия, 1971, № 6.
20. Карта магматических формаций МНР (краткая объяснительная записка Тр. Совм. Сов. – Монг. н. – и геол. эксп. М.: Наука, 1979, вып. 3.
21. Коваленко В.И. Особенности метасоматических процессов в аляски-тах Огнитского комплекса (Вост. Саян) – В кн.: Геохимия редких элементов в изверженных горных породах. М.: Наука, 1964.
22. Коваленко В.И. Некоторые проблемы происхождения редкометалльных гранитоидов. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1975, ч. CIV, вып. 6.
23. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов: Автореферат докт. дисс., М., 1975.
24. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977.
25. Коваленко В.И., Антипин В.С., Конусова В.В. и др. Коэффициенты распределения фтора, ниобия, тантала, лантана, иттербия, иттрия, олова и вольфрама в онгонитах. – Докл. АН СССР, 1977, 233, № 5.
26. Коваленко В.И., Антипин В.С., Коваленко Н.И., Черная Л.И. Коэффициенты распределения лития, рубидия, цезия в онгонитах. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5.
27. Коваленко В.И., Антипин В.С., Наумов В.Б. и др. Минералогические критерии связи редкометалльного оруденения с кислым магматизмом. – В кн.: XI съезд Междунар. Минерал. Ассоциации, Тезисы докл. Новосибирск, 1978, 1.
28. Коваленко В.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. Коэффициенты распределения бериллия в онгонитах и некоторые вопросы его поведения в редкометалльных литий-фтористых гранитах – Геохимия, 1977, № 8.
29. Коваленко В.И., Антипин В.С., Ярошенко С.К. Коэффициенты распределения бария и стронция в онгонитах и редкометалльных литий-фтористых гранитах. – Геохимия, 1977, № 5.
30. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В. Восточная Монголия – новая провинция редкометалльной минерализации. – В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
31. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Смирнов В.Н. Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в МНР (первая находка). – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1974, № 8.
32. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Юрченко С.А. О находке полилитонита в щелочных гранитоидах МНР и геохимические условия его устойчивости. – В кн.: Ежегодник – 1974, Сибирский ин-т геохимии. Иркутск, 1975.
33. Коваленко В.И., Горегляд А.В., Владыкин Н.В., Цеден Ц. Внутреннее строение Хан-Богдинского массива щелочных гранитов и размещение в нем зон редкометалльной минерализации. – В кн.: Ежегодник – 1974, Сибирский ин-т геохимии. Иркутск, 1975.
34. Коваленко В.И., Зайцев Н.С., Яншин А.Л. Генетические типы редкометалльной минерализации в МНР – Геолог. рудн. месторожд., 1979, 2.
35. Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты (топазсодержащие кварцевые кератофиры) – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976.

36. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С. и др. Мезозойские интрузии Монголии. Пространственное распределение, геохимия и рудоносность. - В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. (Тр./Совм. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед.). М.: Наука, 1977, вып. 22.
37. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. Топазосодержащий кварцевый кератофир (онгонит) - новая разновидность субвулканических жильных магматических пород. - Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 2.
38. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Гундсамбуу Ц. и др. Геохимическая характеристика цвиттеров - нового типа оловорудных метасоматитов Монголии (состав, зональность, парагенезисы). - Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 3.
39. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П. и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии: петрология, распределение редких элементов и генезис. М.: Наука, 1971.
40. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Коваль П.В., Цыпуков Ю.П. Геохимические типы мезозойских гранитоидов активизированных областей Монголии и их металлогения. - В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, т. 11.
41. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Козлов В.Д., Владыкин Н.В. Метасоматические цвиттеры и связанное с ними редкометалльное оруденение (на примере месторождений Монголии и Чехословакии). - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974.
42. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Черная Л.И. О повышенных концентрациях цезия в кислых стеклах из Монгольской Народной Республики. Иркутск: Наука. Ежегодник - 1970, Сибирский ин-т геохимии, 1971.
43. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Горегляд А.В. Богатые редкими элементами онгонитовые вулканыты. - Докл. АН СССР, 1979, т. 4, № 3.
44. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Смирнова Е.В. и др. Редкоземельные элементы в породах приповерхностных карбонатитовых комплексов МНР. - Геохимия, 1977, № 12.
45. Коваленко В.И., Пополитов Э.И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород северо-восточной Тувы. М.: Наука, 1970.
46. Коваленко В.И., Тишендорф Г., Пэльхен В., Макагон Л.Д. Распространение ниобия, тантала, циркония и гафния в варисских гранитах Рудных Гор (ГДР). - В кн.: Ежегодник - 1974, Ин-т геохимии СО АН СССР. Новосибирск: "Наука", Сибирское отделение, 1975.
47. Коваль П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. М.: Наука, 1975.
48. Коваль П.В. Некоторые аспекты геохимического изучения мезозойского магматизма территории МНР. - Тр. Совм. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед. М.: Наука, 1979.
49. Коваль П.В., Гвождяра П., Спудил Й. и др. Геохимия и рудоносность гранитоидов Восточного Хэнтяя (МНР). Ежегодник - 1975, Сиб. ГЕОХИ. Иркутск, 1976.
50. Коваль П.В., Кузнецова А.И. Распределение вольфрама в мезозойских гранитоидах МНР в связи с их вольфрамоносностью. - Тезисы к совещ. "Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртuti. Владивосток, 1975.
51. Коваль П.В., Кузнецова А.И. Распределение вольфрама и потенциальная вольфрамоносность мезозойских гранитоидов МНР. - Докл. АН СССР, 1977, 232, № 4.

52. Коваль П.В., Салтыковский А.Я., Смирнов В.Н., Цеден Ц. Магматизм Джидинского района МНР. – Ежегодник – 1973, СибГЕОХИ. Иркутск, 1974.
53. Коваль П.В., Смирнов В.Н. О петрогенетическом значении радиологического омоложения древних гнейсогранитов Монголии (по данным калий–аргонового метода). – В кн.: Тез. докл. к XX юбилейной сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций СССР. Иркутск, 1977.
54. Коваль П.В., Цыпуков Ю.П. Новые данные по магматизму Хэнтэйского поднятия (МНР). – Ежегодник – 1974, СибГЕОХИ. Новосибирск, 1976.
55. Коваль П.В., Цыпуков Ю.П. Мезозойские интрузивные ассоциации Хэнтэйского поднятия (МНР). – Докл. АН СССР, 1977, 236, № 6.
56. Козлов В.Д. Геохимические особенности рудоносности и вопросы размещения гранитных интрузий в центральном Забайкалье. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 10.
57. Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклиналиный магматизм Западного Забайкалья: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук, 1970.
58. Коржинский Д.С. Кислотность–щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов. – В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М: Изд-во АН СССР, 1960.
59. Кузьмин М.И. Геохимические типы мезозойских гранитоидов западной части Монголо–Охотского пояса. – Тр. Геохим. конгресса, 1972, т. III.
60. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии (Совместная Советско–Монгольская научно–исследовательская геологическая экспедиция). М: Наука, 1975, вып. 11.
61. Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо–Охотского пояса. – М: Изд-во АН СССР, 1963.
62. Наумов В.Б., Иванова Г.Ф. Баротермометрическая характеристика условий образования вольфрамитовых месторождений. – Геохимия, 1971, № 6.
63. Наумов В.Б., Иванова Г.Ф. Термобарические условия образования флюорита вольфрамитовых месторождений. – Геохимия, 1975, № 3.
64. Онтоев Д.О., Кандинов М.Н., Корытов Ф.Я. О температурах минералообразования апатит–флюорит–редкоземельного оруденения Южной Монголии. – Докл. АН СССР, 1977, 234, № 5.
65. Петрова З.И. Особенности распределения редких элементов в Джидинском интрузивном комплексе (Зап. Забайкалье). – Иркутск, 1966.
66. Петров Л.Л. Геохимия бериллия в гранитоидах Восточной Сибири. Автореферат канд. дисс. Иркутск, 1970.
67. Россовский Л.Н., Шостацкий А.Н., Матросов И.И. Особенности натролитиевых перматитов Восточной Гоби (МНР). – Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 4.
68. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975.
69. Рябчиков И.Д., Ефимов А.С., Кулигин В.М., Шилин Н.Л. Физико–химический анализ поведения золота в процессе дегазации кислых магм. – В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977.
70. Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М: Изд-во АН СССР, 1961.
71. Таусон Л.В. О геохимических типах гранитоидов. – В кн.: Ежегодник – 1972, СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука, 1973.

72. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М: Наука, 1977.
73. Таусон Л.В., Антипин В.С., Коваль П.В. и др. Вольфрам в мезозойских гранитоидах Забайкалья. – В кн.: Ежегодник – Новосибирск: Наука, 1972.
74. Таусон Л.В., Козлов В.Д., Кузьмин М.И. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидных интрузий. – В кн.: Проблемы геохимии и космохимии. М: Наука, 1968.
75. Тектоника Монгольской Народной Республики. М: Наука, 1974.
76. Тугаринов А.И., Коваленко В.И. Геохимия гранитоидов Нигерии. М.: Наука, 1974.
77. Цыпуклов Ю.П. Раннемезозойский интрузивный магматизм и основные проблемы золотоносности Северо-Западного Хэнтея. МНР: Автореф. дис. ... геол.-минерал. наук, 1975.
78. Цыпуклов Ю.П., Ломбо Д. Геохимия золота в связи с проблемой золотоносности Северо-Западного Хэнтея. Новосибирск: Наука, 1977.
79. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Наука, 1968.
80. Шатков Г.В., Гущин Е.Н. О высоких содержаниях цезия в кислых вулканических стеклах. Геохимия, 1969, № 12.
81. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л.: Недра, 1968.
82. Якимов В.М., Коваленко В.И., Коваль П.В. и др. Средние химические составы интрузивных пород различных геохимических типов (мезозой МНР). – В кн.: Геохимия эндогенных процессов, СибГЕОХИ. Иркутск, 1977.
83. Larsen R.L., Chase C.G. Late mesozoic evolution of the Western Pacific ocean. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83.
84. Shave D.E. Arizona – New Mexico and Nevada – Utah beryllium belts. – Geol. Surv. Prof. Pap., 1966.
85. Tauson L.V. The geochemical types of granitoides and their potential ore capacity. – MAWAM, Praha, 1974.
86. Vladykin N.V., Kovalenko V.I., Lapidés I.L. A new calcic zirconium silicate, Armstrongite–Elpidite isomorphic series and mineral paragenesis of zircon minerals in alkaline granite pegmatites. – In: International Mineralogical Association Vth General Meeting. West Berlin-Regensburg, 1974.
87. Zonenchne L.P., Kusmin M.I., Kovalenko V.I., Saltykovsky A.J. Mesozoic structural – magmatic pattern and metallogeny of the western part of the Pacific Belt. – Earth and Planetary Sci. Let., 1974, v. 22.

П.В. КОВАЛЬ, В.М. ЯКИМОВ,  
В.И. КОВАЛЕНКО, В.А. НАЙГЕБАУЭР

## ОЧЕРК ПЕТРОХИМИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИЙ МОНГОЛИИ

Геохимия магматических пород глубинных подвижных зон земной коры и верхней мантии в последнее время все в большей степени привлекает внимание геологов различных специальностей. Интереснейшими объектами такого рода представляются древние внутриконтинентальные подвижные зоны, в частности Монголо-Охотская, протягивающаяся от восточной окраины до центра азиатского континента.

В этой области выделяются два главных этапа мезозойской магматической активности — ранне- и позднемезозойский [10]. Систематическое геохимическое изучение мезозойского интрузивного магматизма Монголии началось с 1967 г. В основу расчленения интрузивных пород было положено выделение геохимических типов интрузивных массивов (габбро-диоритового, гранодиорит-гранитного, стандартных и литий-фтористых гранитов, пород повышенной щелочности [12, 10 и др.], принятое затем для первой карты мезозойской и кайнозойской тектоники МНР [10, 6].

В генетической систематике Л.В. Таусона [16] гранодиорит-гранитный тип соответствует палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда, стандартный и литий-фтористый относятся к различным фациям плюмазитовых редкометальных гранитов. В тип пород повышенной щелочности объединены все интрузии, имеющие минералогические или петрохимические признаки повышенной щелочности.

Полученные оригинальные и литературные данные [3] впервые позволяют оценить химический состав мезозойских интрузий Центральной Азии в целом для мезозойской эпохи, раннемезозойского и позднемезозойского ее этапов, а также петрохимическую структуру отдельных геохимических типов пород.

С этой целью на основе более 700 представительных анализов были рассчитаны средние химические составы мезозойских интрузивных пород Монголии. Для пород главных фаз внедрения интрузий в расчетах учтена их площадная распространенность [17].

Статистическая оценка отдельных выборок проводилась по общепринятой методике [1]. Для всех геохимических типов были рассчитаны коэффициенты парной корреляции логарифмов концентраций компонентов. Все расчеты выполнены по специальным программам на ЭВМ БЭСМ-4.

### ГАББРО-ДИОРИТОВЫЙ ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ТИП

Состав интрузивных пород, отнесенных к этому типу, варьирует в широких пределах от меланогаббро до гранодиорита, перекрывая целиком интервал составов основных и средних пород и частично распространяясь в область гранитоидной группы (рис. 1).

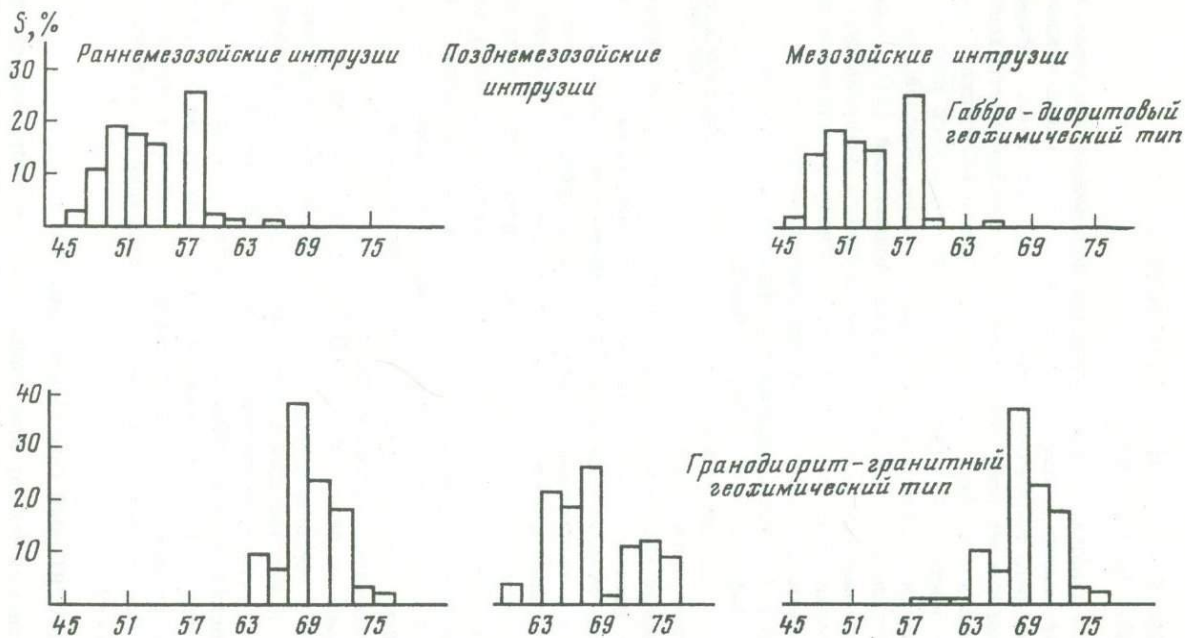
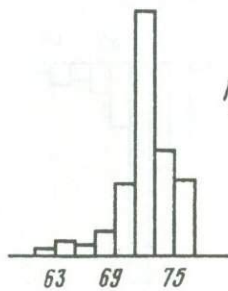
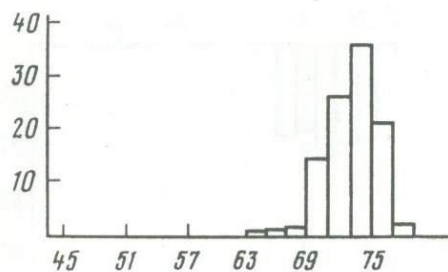
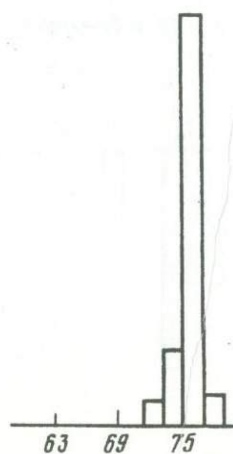
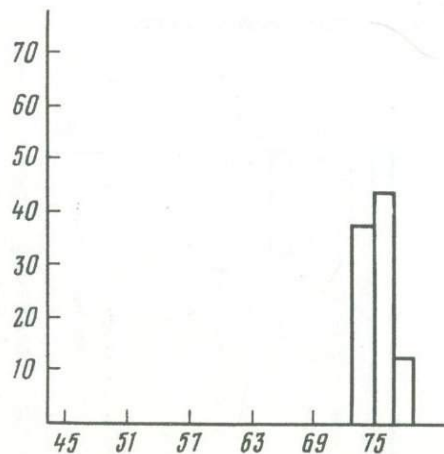
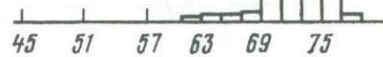


Рис. 1. Площадные гистограммы распределения составов мезозойских интрузивных пород по шкале SiO<sub>2</sub>

Из-за недостатка аналитических данных не приведена гистограмма для пород габбро-диоритового геохимического типа позднемезозойского этапа



*Граниты стандартного  
геохимического типа*



*Граниты Li-Fe  
геохимического типа*



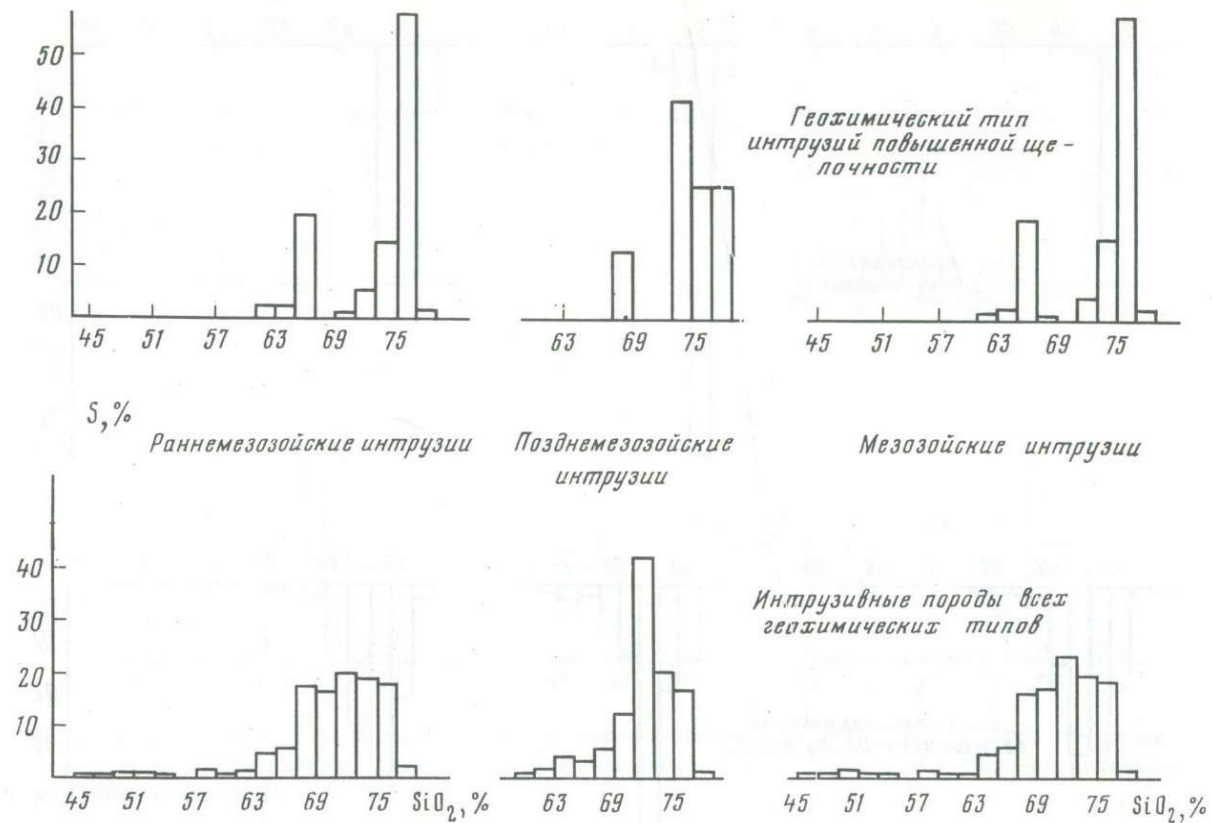


Рис. 1 (окончание)

Средний состав<sup>1</sup> пород габбро-диоритового типа более всего от-  
вечает среднему типу кварцевого габбро, по Р. Дэли, причем сред-  
неарифметический состав является несколько более кремнекислым,  
а средневзвешенный — более основным. Отличия рассчитанных сред-  
них составов габброидов мезозоя МНР от среднего типа кварцевого  
габбро по содержанию большинства компонентов не выходят за пре-  
делы доверительного интервала определения среднего или близки к  
нему (табл. 1). Обращает на себя внимание более высокая магне-  
зиальность среднего состава габбро-диоритового типа, по сравне-  
нию с кварцевыми габбро Р. Дэли. Эта особенность состава основ-  
ных пород является общей для Монголии и Забайкалья.

В химическом составе пород габбро-диоритового типа отмеча-  
ется значительная отрицательная корреляция кремнезема с такими  
основными компонентами, как марганец, магний и кальций, и сла-  
бая — с титаном. Существенное значение имеет прямая корреляция  
кремнезема и калия при слабой прямой корреляции кремнезем —  
глинозем. Соответственно этому наблюдается сильная прямая кор-  
реляция  $MgO-MnO-CaO$  и отрицательная — между этой группой  
компонентов и щелочами. Таким образом, для габбро-диоритового  
геохимического типа можно констатировать существенные корреля-  
ционные связи между компонентами всех главных петрохимических  
групп ( $SiO_2-Al_2O_3-MnO$ ,  $MgO$ ,  $CaO-Na_2O$ ,  $K_2O$ ). Особняком  
стоит железо, не обнаруживающее существенной корреляции ни с  
одним из главных петрогенных компонентов.

Обращаясь к приведенному выше распределению составов габбро-  
диоритового типа по кремнекислотности (см. рис. 1) и сопоставляя  
его с данными табл. 1 и 2, можно заметить, что средние составы  
типа не согласуются ни с одним из пиков гистограммы и распола-  
гаются ближе к ее разрыву (минимуму), соответствующему разделу  
между габбро-диоритами и кварцевыми диоритами. Можно предполо-  
жить, что подобная картина обусловлена недостаточной представитель-  
ностью аналитической выборки, однако более вероятно неоднородное  
бимодальное распределение составов пород данного типа с габброид-  
ным и кварцево-диоритоидным максимумами. В пользу этого сви-  
детельствует положение главного минимума на кривой, построенной  
С.П. Соловьевым [14], разделяющего базитовую и гранитоидную  
породные группы континентальных интрузий и приходящегося на  
область составов 51–55% кремнезема. В таком случае целесооб-  
разно определение параметров каждой из намечающихся петрохими-  
ческих групп и, возможно, выделение в самостоятельные геохими-  
ческие типы.

По предварительной оценке состав собственно габброидных пород  
мезозоя МНР близок к среднему кварцевому габбро, но несколько

<sup>1</sup> Для краткости средние химические составы, определенные с уче-  
том площадей распространенности пород (средневзвешенные), в  
дальнейшем обычно называются средними составами. Полное наз-  
вание сохраняется для среднеарифметических содержаний.

Таблица 1

Средний химический состав (в вес. %), определенный с учетом площадной распродранности, и некоторые петрохимические характеристики мезозойских интрузив-

Номера проб	Геохимический тип	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Раннемезозойские интрузии									
Mz <sub>1</sub> -1	Габбро-диоритовый	53,88	0,95	15,85	8,93	0,14	6,02	7,82	2,88
Mz <sub>1</sub> -1a	габбро	53,59	0,96	15,79	9,13	0,14	6,15	7,94	2,79
Mz <sub>1</sub> -1б	диориты	58,44	0,89	16,83	5,92	0,09	4,06	6,36	3,28
Mz <sub>1</sub> -2	Гранодиорит-гранитный	68,73	0,41	15,68	3,27	0,07	0,91	2,03	4,26
Mz <sub>1</sub> -3	Стандартных гранитов	73,13	0,31	13,66	2,43	0,06	0,39	1,08	3,70
Mz <sub>1</sub> -4	Литий-фтористых гранитов	74,31	0,17	12,78	2,04	0,04	0,09	0,59	4,12
Mz <sub>1</sub> -5	Повышенной щелочности сиенитовиды	73,20	0,28	12,62	2,89	0,07	0,25	0,58	4,46
Mz <sub>1</sub> -5a	граниты:	65,66	0,64	16,61	3,22	0,16	0,63	1,06	5,83
Mz <sub>1</sub> -5б	моноша-	75,40	0,22	11,44	2,53	0,06	0,13	0,44	4,06
Mz <sub>1</sub> -5б <sub>1</sub>	тошные биотитовые аляски	74,10	0,26	13,19	2,05	0,07	0,24	0,81	3,56
Mz <sub>1</sub> -5б <sub>2</sub>	титовые аляски	75,76	0,15	11,03	2,65	0,04	0,11	0,35	4,17
Mz <sub>1</sub> -6	Известково-щелочные гранитовиды	71,69	0,33	14,31	2,70	0,06	0,55	1,38	3,94
Mz <sub>1</sub> -7	Гранитовиды, включая щелочные	71,88	0,32	14,02	2,72	0,06	0,51	1,28	4,01
Mz <sub>1</sub> -8	Интрузивные породы в целом	71,42	0,34	14,14	2,88	0,06	0,65	1,44	3,98
Позднемезозойские интрузии									
Mz <sub>2</sub> -2	Гранодиорит-гранитный	68,81	0,45	14,84	3,76	0,08	1,22	2,34	4,03
Mz <sub>2</sub> -3	Стандартных гранитов	73,08	0,24	13,74	2,42	0,07	0,38	1,17	3,70
Mz <sub>2</sub> -4	Литий-фтористых гранитов	74,53	0,13	13,68	1,68	0,09	0,21	0,64	4,01
Mz <sub>2</sub> -5	Повышенной щелочности сиенитовиды	73,74	0,18	12,81	2,34	0,05	0,27	0,57	3,80
Mz <sub>2</sub> -5a	граниты	67,90	0,54	12,64	6,09	0,07	0,70	0,56	4,84
Mz <sub>2</sub> -5б	граниты	74,06	0,16	12,82	2,14	0,04	0,24	0,57	3,74
Mz <sub>2</sub> -6	Известково-щелочные граниты	72,24	0,28	13,99	2,65	0,07	0,56	1,38	3,81

странности, и некоторые петрохимические характеристики мезозойских интрузив-

K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма	Na	K	Na+K	Fe:Mg*	Na:K*	$\frac{Na+K^*}{Al}$	$\frac{2Ca+Na+K^*}{Al}$	Na+K*
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Раннемезозойские интрузии										
1,48	0,21	98,16	2,14	1,23	3,37	0,75	2,9	0,41	1,30	0,126
1,42	0,21	98,12	2,07	1,18	3,25	0,73	3,00	0,39	1,30	0,120
2,22	0,24	98,33	2,43	1,84	4,27	0,73	2,20	0,47	1,15	0,154
3,76	0,12	99,24	3,17	3,14	6,31	1,74	1,72	0,71	0,94	0,218
4,38	0,07	99,21	2,76	3,64	6,40	3,00	1,28	0,79	0,94	0,214
4,47	0,09	99,30	3,07	3,71	6,78	13,0	1,37	0,90	0,98	0,228
5,22	0,08	99,65	3,32	4,33	7,65	6,0	1,31	1,02	1,10	0,254
5,39	0,21	99,41	4,35	4,47	8,82	2,5	1,65	0,93	1,04	0,302
5,17	0,05	99,50	2,98	4,29	7,27	10,7	1,20	1,08	1,15	0,242
4,74	0,07	99,09	2,65	3,93	6,58	4,3	1,14	0,83	0,94	0,214
5,27	0,04	99,57	3,11	4,37	7,48	10,7	1,20	1,14	1,20	0,246
4,16	0,09	99,21	2,93	3,45	6,38	2,40	1,42	0,78	0,96	0,218
4,30	0,08	99,25	2,98	3,57	6,55	2,62	1,41	0,80	0,97	0,222
4,22	0,09	99,22	2,96	3,50	6,46	2,25	1,4	0,79	0,98	0,218
Позднемезозойские интрузии										
3,72	0,16	99,41	3,00	3,08	6,08	1,60	1,67	0,72	1,01	0,208
4,35	0,14	99,29	2,76	3,61	6,37	3,33	1,30	0,79	0,95	0,212
4,28	0,07	99,32	2,98	3,55	6,53	4,00	1,41	0,83	0,91	0,222
5,09	0,05	98,90	2,83	4,22	6,95	4,28	1,13	0,91	0,99	0,230
4,49	0,13	97,96	3,59	3,73	7,32	4,47	1,62	1,01	1,09	0,252
5,12	0,05	98,94	2,78	4,25	7,03	4,33	1,12	0,92	1,00	0,228
4,17	0,14	99,28	2,84	3,46	6,30	2,43	1,35	0,77	0,96	0,212

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Mz <sub>2-7</sub>	Гранитоиды, включая щелочные	72,29	0,28	13,95	2,64	0,07	0,55	1,35	3,81
		Мезозойские интрузии в целом							
Mz-1	Габбро-диоритовый	53,88	0,95	15,85	8,93	0,14	6,02	7,82	2,88
Mz-1a	габбро	53,59	0,96	15,79	9,13	0,14	6,15	7,94	2,79
Mz-1б	диориты	58,44	0,89	16,83	5,92	0,09	4,06	6,36	3,28
Mz-2	Гранодиорит-гранитный	68,73	0,40	15,67	3,27	0,07	0,95	2,03	4,26
Mz-3	Стандартных гранитов	73,11	0,28	13,69	2,43	0,06	0,39	1,12	3,70
Mz-4	Литий-фтористых гранитов	74,86	0,16	12,89	2,00	0,05	0,10	0,60	4,11
Mz-5	Повышенной щелочности	73,21	0,28	12,64	2,68	0,07	0,25	0,58	4,43
Mz-5a	сиенитоиды	65,68	0,64	16,57	3,25	0,16	0,63	1,05	5,82
Mz-5б	граниты	75,36	0,17	11,52	2,51	0,05	0,14	0,45	4,04
Mz-6	Известково-щелочные гранитоиды	71,77	0,32	14,26	2,69	0,06	0,55	1,38	3,92
Mz-7	Гранитоиды, включая щелочные	71,93	0,31	14,08	2,69	0,06	0,52	1,28	3,98
Mz-8	Интрузивные породы в целом	70,40	0,33	14,32	2,84	0,06	0,66	1,50	3,98
	Средние химические составы пород и оболочек земной коры, по А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому [13]								
	Средний состав габбро "гранитной" оболочки	50,40	1,10	15,00	11,80	0,176	7,13	8,79	2,59
	Средний состав гранитов, гранодиоритов, гранитоиднейсов	66,72	0,45	15,48	4,48	0,054	1,79	2,89	3,58
	Средний состав магматических пород "гранитной" оболочки	66,15	0,47	15,45	4,74	0,058	2,00	3,08	3,54
	Средний состав "гранитного" слоя	63,08	0,54	15,38	6,35	0,095	2,96	3,79	2,71
	Средний состав "базальтового" слоя континентов	54,84	0,84	14,28	10,47	0,166	6,37	8,09	2,34
	Средний состав коры континентов	57,23	0,71	14,46	8,36	0,132	4,77	6,98	2,40

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
4,20	0,14	99,28	2,84	3,49	6,33	2,28	1,35	0,78	0,96	0,212
		Мезозойские интрузии в целом								
1,48	0,21	98,16	2,14	1,23	3,37	0,75	2,9	0,41	1,30	0,126
1,42	0,21	98,12	2,07	1,18	3,25	0,75	3,00	0,39	1,30	0,120
2,22	0,24	98,33	2,43	1,84	4,27	0,73	2,20	0,47	1,15	0,154
3,76	0,12	99,26	3,17	3,14	6,31	1,67	1,72	0,71	0,94	0,218
4,36	0,09	99,23	2,76	3,62	6,38	3,00	1,28	0,79	0,95	0,214
4,45	0,09	99,31	3,06	3,69	6,75	8,7	1,37	0,90	0,98	0,228
5,21	0,08	99,43	3,30	4,32	7,62	5,7	1,31	1,02	1,10	0,254
5,39	0,21	99,40	4,31	4,47	8,78	2,5	1,65	0,92	1,04	0,302
5,16	0,05	99,45	3,00	4,28	7,28	8,00				
4,16	0,10	99,21	2,92	3,45	6,37	2,43	1,40	0,77	0,95	0,216
4,27	0,10	99,22	2,96	3,54	6,50	2,61	1,41	0,80	0,97	0,222
4,16	0,11	98,46	2,96	3,45	6,41	2,25	1,44	0,79	0,98	0,220
		Средние химические составы пород и оболочек земной коры, по А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому [13]								
0,83	0,202	98,03	1,93	0,62	2,55	0,82	4,14	0,35	1,41	0,102
3,58	0,137	99,16	2,67	2,97	5,64	1,27	1,50	0,62	0,97	0,190
3,49	0,139	99,12	2,64	2,90	5,54	1,20	1,54	0,62	0,99	0,188
2,89	0,160	97,96	2,02	2,40	4,42	1,09	1,52	0,50	0,95	0,150
1,32	0,162	98,88	1,74	1,09	2,83	0,82	2,70	0,37	1,40	0,120
1,98	0,159	97,18	1,79	1,64	3,43	0,87	1,86	0,42	1,30	0,104

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Средний химический состав пород и оболочек земной коры Забайкалья, по А.Д. Канишеву и Г.И. Менакеру [5]									
Триасовые габбро и диориты	55,46	0,86	15,99	8,72	0,34	5,57	6,06	3,02	
Триасовые гранодиориты	69,95	0,34	14,98	3,49	0,09	0,88	2,02	3,37	
Триасовые граниты	70,58	0,27	15,02	3,00	0,08	1,01	1,60	3,43	
Интрузивные породы	70,37	0,31	14,82	3,50	0,08	1,01	1,87	3,27	
Гранитная оболочка	68,67	0,42	14,97	4,22	0,20	1,17	2,48	2,98	
Диорито-метаморфическая оболочка	58,83	0,7	14,35	5,50	0,08	3,46	7,8	2,7	
Базальтовая оболочка (вариант 2)	54,12	1,07	16,47	10,93	0,13	4,89	7,73	3,44	
Земная кора в целом	57,15	0,97	15,89	8,89	0,11	4,32	7,64	3,14	
Средний состав мезозойских гранитоидов Северо-Востока Азии [2]									
Гранитоиды	68,32	0,41	14,97	4,05	-	1,38	2,72	3,44	

\* Атомные соотношения.

Примечание. В связи с использованием значительного объема рентгеноспектральных силикатных анализов, все железо дается в пересчете на  $Fe_2O_3$ .

смешен от него в область менее кремнекислых и магниезиальных составов (см. табл. 1). Состав диоритов приближается к среднему диориту (включая кварцевые диориты) Р. Дэли. Наиболее заметными отличиями его являются большая магниезиальность и несколько меньшая натровость. Вопрос этот требует дальнейшего изучения габбро-диоритового геохимического типа на основе более обширной аналитической выборки с анализом распределения петрогенных и редких элементов, а также геологических соотношений между габбро-диоритами и кварцевыми диоритами.

### ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНЫЙ ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ТИП

Общий интервал составов пород этого типа перекрывает всю область составов гранитоидной группы от кварцевых диоритов до аляскитов с устойчивым главным максимумом в области гранита-гранодиорита или лейкократового гранодиорита по шкале равной кремнекислотности Э.П. Изоха - Б.Ф. Налетова [4] ( $SiO_2 = 67-69\%$ , см. рис. 1). Практически в эту же область попадают средние арифметические составы типа для обоих циклов мезозойского магматизма, различия между которыми не выходят за пределы 95%-х доверительных интервалов (см. табл. 1, 2). Средние же составы, оп-

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Средний химический состав пород и оболочек земной коры Забайкалья, по А.Д. Канишеву и Г.М. Менакеру [5]										
2,10	0,25	98,37	2,25	1,74	3,99	0,80	2,18	0,45	1,14	0,140
4,10	0,19	99,51	2,51	3,40	5,91	2,00	1,23	0,67	0,91	0,196
4,09	0,14	98,23	2,56	3,40	5,96	1,48	1,25	0,67	0,88	0,198
4,06	0,16	99,45	2,44	3,35	5,79	1,80	1,23	0,66	0,89	0,192
3,77	0,18	99,06	2,22	3,13	5,35	1,83	1,20	0,60	0,90	0,176
2,68	0,18	83,78	2,01	2,16	4,17	0,80	1,57	0,51	1,50	0,144
1,76	0,24	100,78	2,56	1,46	4,02	1,12	2,98	0,46	1,31	0,150
2,18	0,22	100,51	2,34	1,82	4,16	1,04	2,22	0,47	1,35	0,148
Средний состав мезозойских гранитоидов Северо-Востока Азии [2]										
3,59	0,14	-	2,55	2,98	5,53	1,47	1,45	0,63	0,97	0,186

ределенные с учетом площадной распространенности, весьма близки между собой и также находятся в области модального состава типа (см. рис. 1).

Средний состав интрузий гранодиорит-гранитного геохимического типа занимает промежуточное положение между средними типами гранодиорита и гранита всех периодов, по Р. Дэли, отклоняясь от них в сторону большего содержания щелочей, особенно натрия (см. табл. 1). В отношении содержания большинства компонентов он весьма близок к составу липарито-дацита (делленита), от которого также отличается большей натриевостью и несколько меньшей основностью. Средний состав интрузий данного типа относится к плюмазитовым (пересыщенным глиноземом) составам.

Сопоставляя ранне- и позднемезозойские интрузии этого типа, еще раз подчеркнем близость их средних составов, особенно наглядно выступающую при сравнении средневзвешенных по площади (см. табл. 1). Последнее обстоятельство, очевидно, свидетельствует также о том, что при относительно небольших выборках и значительных общих вариациях состава, как это имеет место в случае гранодиорит-гранитных интрузий позднего мезозоя, учет площадной распространенности пород значительно снижает эффект неравно-

Таблица 2

Средний (арифметический) химический состав мезозойских

Шифр	Геохимический тип	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>
1	2	3	4	5
Раннемезозойские интрузии				
Mz <sub>1</sub> -1	Габбро-диоритовый	27	54,76	1,10
Mz <sub>1</sub> -2	Гранодиорит-гранитный, главные фазы интрузии	85	69,34	0,42
Mz <sub>1</sub> -2ж	То же, дополнительные и жильные интрузии	20	72,91	0,20
Mz <sub>1</sub> -3	Стандартных гранитов, главные фазы интрузий	136	73,30	0,28
Mz <sub>1</sub> -3ж	То же, дополнительные и жильные интрузии	32	74,99	0,14
Mz <sub>1</sub> -4	Литий-фтористых гранитов, главные фазы интрузий	75	74,85	0,10
Mz <sub>1</sub> -4ж	То же, дополнительные и жильные интрузии	12	73,08	0,12
Mz <sub>1</sub> -5	Пород повышенной щелочности, главные фазы интрузий	28	71,81	0,32
Mz <sub>1</sub> -5ж	То же, дополнительные и жильные интрузии	27	74,90	0,10
Mz <sub>1</sub> -6	Известково-щелочные гранитоиды	296	72,55	0,27
Mz <sub>1</sub> -7	Гранитоиды, включая щелочные	324	72,48	0,27
Mz <sub>1</sub> -8	Интрузивные породы в целом (без жильных)	351	71,09	0,34
Позднемезозойские интрузии				
Mz <sub>2</sub> -2	Гранодиорит-гранитный, главные фазы интрузий	22	67,35	0,48
Mz <sub>2</sub> -3	Стандартных гранитов, главные фазы интрузий	159	72,96	0,25
Mz <sub>2</sub> -4	Литий-фтористых гранитов, главные фазы интрузий	21	75,24	0,10
Mz <sub>2</sub> -5	Пород повышенной щелочности, главные фазы интрузий	5	72,81	0,23
Mz <sub>2</sub> -6	Известково-щелочные гранитоиды	202	72,59	0,26
Mz <sub>2</sub> -7	Гранитоиды, включая щелочные	207	72,60	0,26

интрузивных пород МНР (в вес. %)

Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
6	7	8	9	10	11	12	13
Раннемезозойские интрузии							
15,92	7,61	0,12	5,74	7,31	2,98	1,90	0,28
14,87	3,27	0,06	0,89	2,04	4,12	4,01	0,09
14,14	2,12	0,06	0,42	1,13	3,82	4,20	0,05
13,51	2,52	0,06	0,46	1,17	3,74	4,38	0,10
13,04	1,83	0,04	0,28	0,81	3,68	4,45	0,04
12,99	1,78	0,05	0,12	0,51	4,28	4,34	0,06
14,53	1,14	0,12	0,44	0,49	4,89	4,02	0,04
13,62	2,64	0,07	0,33	0,94	4,48	4,74	0,10
11,80	2,89	0,03	0,14	0,64	4,35	4,46	0,03
13,77	2,21	0,057	0,53	1,25	3,98	4,26	0,09
13,76	2,25	0,06	0,51	1,22	4,02	4,30	0,09
13,92	2,74	0,06	0,89	1,69	3,95	3,99	0,09
Позднемезозойские интрузии							
14,79	4,03	0,08	1,80	3,04	3,87	3,44	0,18
13,92	2,27	0,07	0,43	1,20	3,59	4,54	0,14
13,29	1,52	0,08	0,12	0,54	4,33	4,12	0,05
12,78	2,93	0,05	0,33	0,57	3,96	5,00	0,07
13,95	2,38	0,07	0,54	1,09	3,65	4,38	0,14
13,92	2,39	0,07	0,53	1,08	3,66	4,39	0,13

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5
Мезозойские интрузивные породы в целом (без жильных)				
Mz-1	Габбро-диоритовый	27	54,76	1,10
	габбро	18	53,19	1,22
	диориты	9	57,90	0,86
Mz-2	Гранодиорит-гранитный	107	68,95	0,43
Mz-3	Стандартных гранитов	295	73,12	0,26
Mz-4	Литий-фтористых гранитов	96	74,94	0,10
Mz-5	Пород повышенной щелочности	33	71,96	0,31
	сиенитоидная группа	10	65,31	0,64
	гранитоидная группа	23	74,91	0,16
Mz-6	Известково-щелочные гранитоиды	498	72,57	0,27
Mz-7	Гранитоиды, включая щелочные	531	72,53	0,27
Mz-8	Интрузивные породы в целом	558	71,65	0,32

мерности опробования, повышая представительность аналитической выборки и надежность определения среднего состава. Вместе с тем необходимо отметить несколько более высокую "натриевую" щелочность и глиноземистость среднего состава раннемезозойских гранодиорит-гранитных интрузий, что может быть отражением более общей тенденции, характеризующей различия магматизма обоих циклов в целом. На этой тенденции мы еще остановимся в следующих разделах.

В химическом составе гранодиорит-гранитного типа наблюдается сильная отрицательная корреляция ( $r > 0,5-0,6$ ) кремнезема с глиноземом, основаниями и фосфором, прямая корреляция последних между собой и обратная — между ними и щелочами. Существенно отметить отсутствие устойчивых корреляционных связей щелочей с кремнеземом и другими компонентами (исключая известь). Так, если для раннемезозойских гранитоидов, представленных преимущественно балитообразными интрузиями, корреляционные связи большинства компонентов и щелочей значительны ( $r = 0,4-0,6$ ), то в гиабиссальных гранодиорит-гранитных интрузиях позднемезозойского этапа они отмечаются лишь для титана и кальция.

Такие различия корреляционных соотношений компонентов в составах интрузий различных фаций глубинности, размеров и фаз дают основания предполагать для них участие принципиально разных механизмов эволюции состава магм (гранитизация, магматическая дифференциация и др.).

6	7	8	9	10	11	12	13
Мезозойские интрузивные породы в целом (без жильных)							
15,92	7,61	0,12	5,74	7,31	2,98	1,90	0,28
15,92	8,12	0,13	6,09	7,74	2,95	1,42	0,30
15,90	6,21	0,10	5,03	6,44	3,05	2,85	0,23
14,85	3,43	0,06	1,07	2,24	4,07	3,89	0,11
13,73	2,38	0,06	0,44	1,19	3,88	4,33	0,08
13,06	1,72	0,06	0,12	0,52	4,29	4,29	0,06
13,49	2,68	0,06	0,33	0,88	4,40	4,78	0,09
16,39	3,82	0,12	0,71	1,88	5,41	4,99	0,19
12,24	2,19	0,04	0,16	0,50	3,96	4,68	0,06
13,84	2,28	0,06	0,53	1,18	3,85	4,31	0,11
13,82	2,30	0,06	0,52	1,17	3,88	4,34	0,11
13,92	2,56	0,07	0,77	1,46	3,84	4,22	0,12

В связи с этим целесообразно сделать несколько замечаний относительно характера распределения составов главных фаз гранодиорит-гранитных интрузий по кремнекислотности (см. рис. 1). Как было отмечено, суммарное распределение пород данного геохимического типа имеет один очень четкий, заметно асимметричный максимум, в области которого находится и средний химический состав типа. Гистограмма осложняется небольшим дополнительным максимумом в области состава меланократового гранодиорита. В выборках по отдельным циклам оба эти максимума сохраняются. Кроме этого, на гистограмме позднемезозойского цикла появляются два дополнительных максимума - в области кварцевых диоритов и лейкократовых гранитов. И это усложнение частных гистограмм объясняется не столько меньшим объемом статистических выборок, сколько достаточно сложной внутренней структурой геохимического типа, объединяющего интрузии разного размера, фаций глубинности, с различным числом фаз внедрения и уровнем эрозионного среза. Анализ распределений по отдельным районам, фазам и крупным интрузиям представляет самостоятельную задачу, имеющую важное значение для понимания вещественной структуры типа и механизмов эволюции его химического состава. Близкое к одномодальному суммарное распределение составов геохимического типа и корреляционные связи отражают наиболее общие тенденции эволюции химизма типа и регулирующего ее механизма генезиса, сложный характер которых вскрывается в частных выборках.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ТИП СТАНДАРТНЫХ ГРАНИТОВ

Непрерывный интервал изменения составов пород стандартного геохимического типа по величине практически не уступает интервалу составов гранодиорит–гранитного геохимического типа, занимая область шкалы равной кремнекислотности от лейкократовых кварцевых диоритов до аляскитов (см. рис. 1). Близкое к симметричному распределение составов имеет четкий и достаточно широкий максимум, в пределах которого находятся рассчитанные разными способами средние составы типа.

Средний химический состав гранитов стандартного геохимического типа ближе всего стоит к среднему типу риолита, по Р. Дэли. Различия между ними не выходят за пределы доверительных интервалов определения средних для большинства компонентов. Как и в случае гранодиорит–гранитного типа, средний состав гранита стандартного геохимического типа пересыщен глиноземом, т.е. относится к породам плюмазитового ряда (см. табл. 1).

Средние арифметические химические составы пород дополнительных и жильных фаз массивов стандартного геохимического типа практически одинаковы в обоих циклах мезозойского магматизма (см. табл. 2). Они приближаются к составу гранитовых аплитов СССР, по С.П. Соловьеву [15], отличаясь от него несколько большими лейкократовостью и относительной натриевостью.

Как следует из данных табл. 1 и 2, средние арифметические химические составы стандартных гранитов ранне- и позднемезозойского цикла близки между собой, различия между ними статистически незначимы. Средние составы, взвешенные по площади, для обоих циклов практически совпадают.

Различия средних химических составов гранодиорит–гранитного и стандартного геохимических типов гранитоидов статистически значимы для всех главных компонентов состава. Однако общая щелочность этих геохимических типов в атомном выражении (см. табл. 1) практически одинакова, будучи значительно более "натриевой" в гранодиорит–гранитном геохимическом типе.

Как и для позднемезозойских гранитоидов гранодиорит–гранитного типа, для стандартных гранитов устанавливается обратная линейная корреляция оснований, глинозема и титана с кремнеземом и отсутствие корреляции между щелочностью и кремнекислотностью. Однако для магнезии и окиси марганца эта связь более слабая, чем в гранодиорит–гранитном типе. Равным образом очень слабо выражены взаимные связи в группе оснований. Заметная положительная корреляция проявляется между магнием и кальцием, с одной стороны, и глиноземом – с другой. В группе щелочей отмечается существенная отрицательная корреляция, выраженная, однако, слабее, чем в гранодиорит–гранитном геохимическом типе.

Характер корреляционных связей в жильных и дополнительных интрузиях стандартного геохимического типа близок к наблюдаемому в главных интрузивных фазах типа.

В целом, сопоставляя имеющиеся выборки по гранитам стандартного геохимического типа, надо отметить, что он характеризуется однородным, близким к симметричному, распределением составов с устойчивым, четко выраженным максимумом, в области которого находится и средний химический состав типа.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ТИП ЛИТИЙ-ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ

В отличие от предыдущих типов, общий интервал изменения состава литий-фтористых гранитов по кремнеземистости невелик и не выходит за пределы области гранит-ультракислый гранит. Максимум распределения составов типа устойчивый и соответствует аляскитовому интервалу (см. рис. 1). Средний состав литий-фтористого гранита лежит хотя и за пределами максимума площадного распределения в менее кремнекислой области, однако находится в непосредственной близости от него. Из эталонных составов более всего сопоставим с составом литий-фтористого гранита средний тип аляскита, по Р.Дэлли, от которого средний гранит литий-фтористого типа отличается меньшей кремнекислотностью и значительно большей натриевостью. Еще ближе состав литий-фтористых гранитов к составу гранитов, "материнских" для редкометальных альбитовых (альбитизированных) гранитов (8). По сравнению с последними, литий-фтористые граниты МНР также имеют значительно более натриевый состав, что естественно, поскольку значительную долю выборки составляют альбитовые граниты редкометальных массивов.

В еще большей степени в область менее кремнекислых и существенно натриевых составов смещен средний арифметический химический состав гранитов жильных и дополнительных фаз литий-фтористых интрузий (см. табл. 2).

Средний литий-фтористый гранит слабо пересыщен глиноземом, приближаясь к породам, насыщенным им (см. табл. 1). Содержание щелочей в нем близко к границе между известково-щелочными и щелочными гранитами [11].

Средние химические составы литий-фтористых гранитов ранне- и позднемезозойских интрузий практически идентичны (см. табл. 1, 2). Как и для гранодиорит-гранитного типа, отметим чуть более высокую щелочность раннемезозойских интрузий и соответственно более высокое значение коэффициента агапайности их состава.

Корреляционные связи компонентов состава в гранитах литий-фтористого геохимического типа проявлены значительно слабее, нежели в рассмотренных выше типах. Это особенно явно выражено в наиболее крупной выборке для раннемезозойских гранитов, где сколь угодно существенная корреляция отмечается между щелочами (прямая), железом, с одной стороны, и магнием, кальцием (прямая), а также натрием (обратная) — с другой. В отношении корреляционных связей компонентов, выборки для гранитоидов литий-фтористого типа по отдельным циклам и фазам плохо согласуются между собой. В гранитах позднемезозойского цикла, в отличие от раннемезозой-

ских, устанавливается существенная корреляция между кремнеземом и щелочами, прямая — для калия и обратная — для натрия, обратная корреляция между кремнеземом и глиноземом, а также обратная корреляция содержаний щелочей. Для пород жильных и дополнительных фаз раннемезозойских литий-фтористых интрузий схема корреляционных связей также существенно иная. Значительные по величине отрицательные коэффициенты корреляции с кремнеземом имеют глинозем, окислы марганца и натрия. Глинозем обнаруживает существенную корреляцию со щелочами: с натрием — положительную, с калием — отрицательную. Подобным же образом коррелируется с натрием и калием марганец и в обратных соотношениях — железо. Таким образом, можно полагать, что нарушение обычных для гранитоидов (гранодиорит-гранитный, стандартный геохимические типы) корреляционных соотношений свидетельствует о существенно ином механизме эволюции состава литий-фтористых гранитов.

Литий-фтористый геохимический тип гранитов достаточно консолидирован и однороден по своей петрохимической структуре (см. рис. 1).

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ТИП ИНТРУЗИЙ ПОВЫШЕННОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ

Этот геохимический тип объединяет довольно широкий спектр пород от нефелиновых сиенитов, граносиенитов и сиенитов до агпаитовых и моношпатовых гранитов, а также других пород, обладающих признаками повышенной щелочности [10]. В петрохимическом отношении значительная часть этих пород, очевидно, относится к щелочно-салической (сиенитоидной) породной группе. Распределение составов интрузий повышенной щелочности по кремнекислотности занимает довольно протяженный интервал (61–77%) с двумя максимумами: основным — гранитным и меньшим — сиенитовым.

Средний химический состав типа, не соответствующий точно ни одному из этих максимумов, тяготеет к гранитному, что отражает преобладание гранитоидных пород в выборке. В известной мере он сопоставляется с типом щелочного гранита, по Р. Дэли, от которого отличается большим содержанием калия и агпаитовым характером. Коэффициент агпаитности лишь незначительно превышает единицу, и по сути дела этот состав можно относить к насыщенному щелочами. В петрохимической систематике А.А. Маракушева и других [11] он попадает в группу щелочных гранитов и пантеллеритов.

Ближайшим аналогом среднего арифметического состава пород жильной и дополнительной фаз интрузий данного типа является средний тип комендита, по Р. Дэли (см. табл. 2).

Средние составы пород повышенной щелочности раннего и позднего мезозоя в отношении кремнезема, глинозема, титана и оснований чрезвычайно близки между собой. Однако они весьма сильно отличаются по общей щелочности, которая заметно ниже у позднемезозойских интрузий. Средний состав позднемезозойских интрузий повышенной щелочности отличается также меньшим Na-K отноше-

ем и значительно меньшим коэффициентом агаптитности. По этому показателю он близок к плюмазитовым гранитоидам литий-фтористого типа.

Как и в литий-фтористых гранитоидах, в породах геохимического типа повышенной щелочности нарушаются обычные для гранитоидов корреляционные связи между главными петрохимическими параметрами состава. Существенная обратная корреляция с кремнекислотностью отмечается лишь для железа, кальция и натрия. Обычная отрицательная связь между щелочами сменяется на положительную, но весьма слабую. Вместе с тем значительной величины достигают значения коэффициентов корреляции щелочных элементов с алюминием, титаном и основаниями. Они имеют отрицательный знак в парах с титаном, глиноземом, марганцем и магнием и положительный — с железом. Слабая отрицательная связь устанавливается также для железа с магнием и алюминием.

Анализ корреляционных связей в химическом составе пород геохимического типа повышенной щелочности осложняется неоднородным, вероятно, полимодальным характером распределения составов по их распространенности (см. рис. 1). Как уже отмечалось, такое распределение, очевидно, отражает генетическую неоднородность этой еще недостаточно изученной совокупности, которая в дальнейшем может быть разделена на несколько самостоятельных геохимических типов.

В связи с этим интересно хотя бы в предварительной форме оценить химический состав отдельных групп пород, включенных в тип интрузий повышенной щелочности. В табл. 1 приведены средние химические составы сиенитоидных пород данного типа, соответствующие левой части гистограммы распределения составов по кремнекислотности ( $\text{SiO}_2 < 69\%$ , см. рис. 1) и гранитоидных пород, соответствующие правой части гистограммы ( $\text{SiO}_2 > 69\%$ , см. рис. 1). Среди последних выделены собственно щелочные аляскиты с амфиболами и пироксеном и биотитсодержащие моношпатовые аляскиты. Выделенные таким образом группы пород повышенной щелочности достаточно четко определяются петрохимически. Средний состав сиенитов является нормальным, близким к насыщенному щелочами, соответствует составу нордмаркита, по Р. Дэли, и укладывается в ряд щелочных безфельдшпатовидных пород и пород повышенной щелочности, по А.А. Маракушеву [11].

К этому же ряду относится и средний щелочной аляскит ареала мезозойского магматизма МНР, состав которого является агаптитовым. По содержанию кремнезема и оснований щелочной аляскит МНР подобен среднему аляскиту, по Р. Дэли, однако по соотношению глинозема и щелочей он приближается к комендиту (см. табл. 1). В значительно большей мере соответствует среднему типу аляскита Р. Дэли средний состав биотитсодержащих моношпатовых аляскитов, отличаясь от последнего заметно меньшей кремнекислотностью: состав их также плюмазитовый с наименьшим среди рассчитанных средних отношением натрия к калию. Рассмотрение приведенных

петрохимических данных показывает, что в составе типа пород повышенной щелочности объединены как собственно щелочные (агпаитовые и неагпаитовые), так и субщелочные породы, которые, возможно, следует относить к самостоятельным геохимическим типам ряда щелочных пород и пород повышенной щелочности.

#### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АРЕАЛА МЕЗОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИЙ МНР

Рассмотренные выше результаты статистической обработки данных по химическому составу мезозойских интрузий МНР дают основание считать, что выбранные в качестве основных подразделений мезозойских интрузивных пород МНР геохимические типы интрузий представляют собой категории, достаточно устойчивые в петрохимическом отношении. Это в первую очередь относится к наиболее распространенным и изученным в геохимическом отношении типам гранитоидов: гранодиорит-гранитному, типам стандартных и литий-фтористых гранитов. Для всех перечисленных типов также характерны близкие к однородным распределения составов по шкале кремнекислотности.

Различия между средними составами интрузий одного и того же геохимического типа, но разного возраста в отношении всех главных петрогенных компонентов состава статистически незначимы. Это свидетельствует о выдержанности химического состава выделенных типов во времени по крайней мере в течение всего мезозоя. Особенно хорошая сходимости наблюдается при сопоставлении средних, полученных с учетом площадной распространенности пород, что, естественно снижает влияние неравномерности опробования. Определенные таким образом средние химические составы геохимических типов гранитоидов с достаточно однородным распределением составов по кремнекислотности, как правило, совпадают с максимумами гистограмм распределения или находятся в непосредственной близости к ним.

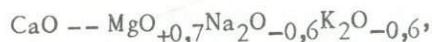
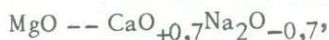
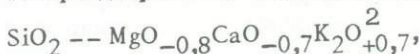
Типы, характеризующиеся неоднородным, бимодальным, распределением, составов (габбро-диоритовый, тип пород повышенной щелочности), требуют дальнейшего изучения в этом направлении и, вероятно, заслуживают разделения на самостоятельные геохимические типы с учетом намечающихся внутри них породных групп и геохимической специфики.

Однако, если средние составы интрузий отдельных геохимических типов мало изменяются от одного магматического цикла к другому, то между собой отдельные геохимические типы имеют статистически значимые различия в отношении важнейшего петрохимического показателя, кремнекислотности, а также содержания компонентов группы оснований ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ). Это свидетельствует о петрохимической определенности геохимических типов и реальности различий между ними.

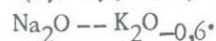
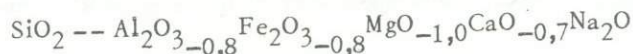
Петрохимическая индивидуальность геохимических типов интрузий находит свое отражение и в характере корреляционных связей

между компонентами состава, достаточно специфическом для каждого типа. Это, уже отмечавшееся при рассмотрении конкретных геохимических типов положение можно иллюстрировать простыми схемами связей между главными параметрами состава, в которых учтены коэффициенты корреляции, по своей абсолютной величине превосходящие 0,45.

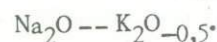
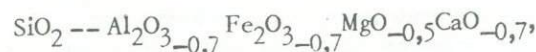
Габбро-диоритовый геохимический тип:



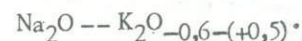
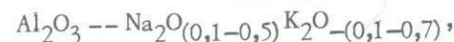
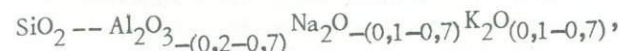
Гранодиорит-гранитный геохимический тип:



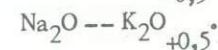
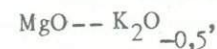
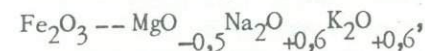
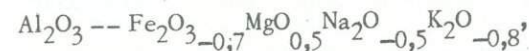
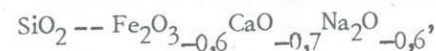
Геохимический тип стандартных гранитов:



Геохимический тип литий-фтористых гранитов:



Геохимический тип интрузий повышенной щелочности:



<sup>2</sup> Цифры при окислах означают округленный до десятых значений коэффициента парной линейной корреляции логарифмов содержаний данного компонента с параметром, указанным в строчке первым.

Наибольший интерес здесь представляют изменения соотношений важнейших параметров кремнекислотности и щелочности между собой и остальными компонентами состава, анализ которых имеет большое значение для проверки генетических построений. В частности, устойчивые корреляционные связи между кремнекислотностью, двухвалентными основаниями и щелочами в породах габбро-диоритового типа могут свидетельствовать или по крайней мере не противоречат представлениям о важной роли процессов частичного плавления и фракционной кристаллизации в их генезисе.

В типах наиболее распространенных гранитоидов (гранодиорит-гранитном и стандартных гранитов) на первый план выступает относительная независимость щелочности и кремнекислотности — основности при существенных корреляционных связях внутри каждой из этих групп компонентов. Подобные соотношения, очевидно, связаны с независимым поведением щелочей и ювенильным характером регионального изменения щелочности в процессах гранитизации и палингенеза [7, 10].

В литий-фтористых гранитах, которые, вероятно, являются остаточными дифференциатами магм гранитов стандартного геохимического типа (7), корреляционные связи между компонентами ослаблены и меняются от выборки к выборке. Надо полагать, что такой характер корреляционных соотношений обусловлен в первую очередь сложностью магматической истории интрузий литий-фтористых гранитов, в которой тесно переплетаются процессы магматической (кристаллизационной и эманационной) дифференциации и метаматматического взаимодействия.

Корреляционные связи в интрузиях повышенной щелочности несколько иные по сравнению с породами нормальной щелочности; прежде всего, необходимо отметить существенную прямую корреляцию между железистостью и щелочностью, а также между щелочами.

Обратные корреляционные соотношения имеют натрий и кремний, а также щелочи и алюминий. Для более глубокого понимания и уточнения корреляционных связей компонентов в составе пород повышенной щелочности в дальнейшем целесообразно провести статистический анализ отдельных групп пород этого типа на основе более представительных выборок в соответствии с установленной неоднородностью их распределения по составу.

Приведенное здесь резюме первых данных по корреляционным соотношениям, компонентов в составах интрузий различных геохимических типов показывает, что такой анализ может быть весьма полезен при выборе и оценке соответствия генетических моделей формирования интрузий, особенно если его сочетать с соответствующим статистическим анализом модельных объектов и сопоставлении с экспериментальными данными. С достаточной очевидностью в них проявляется виртуальный характер таких петрохимических показателей как кремнекислотность и общая щелочность, относительная независимость которых особенно наглядно выражается в корреляцион-

ных связях компонентов состава известково-щелочных гранитоидов (гранодиорит-гранитный тип и тип стандартных гранитов).

Рассмотрение распределения мезозойских интрузий МНР по щелочности и кремнекислотности приведено в предыдущей статье настоящего сборника.

Совокупность средних составов геохимических типов щелочно-земельных интрузивных пород ареала мезозойского магматизма МНР в целом составляет гомодромную интрузивную серию от габбро до аляскитов: кварцевое габбро (габбро-диоритовый тип) – гранодиорит-гранит (гранодиорит-гранитный геохимический тип) – гранитлейкокраповый гранит (тип стандартных гранитов) – аляскит (тип литий-фтористых гранитов). Индекс Пиккока серии оценивается величиной порядка 59–60% (рис. 2). Отметим также сближенность вариационных линий щелочей в гранитоидах, существенно натриевый характер (при  $\text{SiO}_2 = 69\text{--}70\%$ ,  $\text{Na}_2\text{O} \geq \text{K}_2\text{O}$ ) и несколько повышенную общую щелочность серии по сравнению со средними типами щелочноземельных пород (см. табл. 1).

Породы гранитоидной группы в целом относятся к плюмазитовым. Для преобладающей их части (гранодиорит-гранитный тип и тип стандартных гранитов) характерен довольно постоянный уровень общей щелочности, который лишь незначительно повышается в наиболее кремнекислых породах (тип литий-фтористых гранитов) (см. рис. 2). В последних наблюдается также повышение Na-K отношения по сравнению с гранитоидами стандартного типа.

В связи с этим на вариационной линии Na-K отношения отмечается минимум, соответствующий смене монотонного убывания Na-K отношения некоторым его повышением в литий-фтористых гранитах (рис. 3). Надо заметить, что подобная особенность, по-видимому, присуща вообще всем интрузиям "материнским" для редкометальных альбитовых гранитов плюмазитового состава [8].

Сравнение состава ранне- и позднемезозойских щелочноземельных интрузий МНР показывает, что сериальные характеристики их достаточно близки. Вместе с тем для позднего мезозоя отмечается некоторое понижение общей щелочности (см. табл. 1 и рис. 2).

В целом рассмотренный ряд пород, включающий породы габбро-диоритового, гранодиорит-гранитного геохимических типов, стандартные и литий-фтористые граниты более всего отвечает известково-щелочной серии пород, которую обычно называют серией Боуэна. Подобные серии характерны, в частности, для подвижных поясов активных континентальных окраин и островных дуг [18].

В рассматриваемой части Монголо-Охотского подвижного пояса интрузии известково-щелочной серии образуют центральную (внутреннюю) зону ареалов мезозойского магматизма, по распространенности резко преобладая над интрузиями повышенной щелочности [17]. Они развиты в периферической части Монголо-Забайкальского ареала мезозойского магматизма и Южно-Гобийском поясе щелочных пород. По сравнению с предыдущим, этот ряд пород в целом ха-

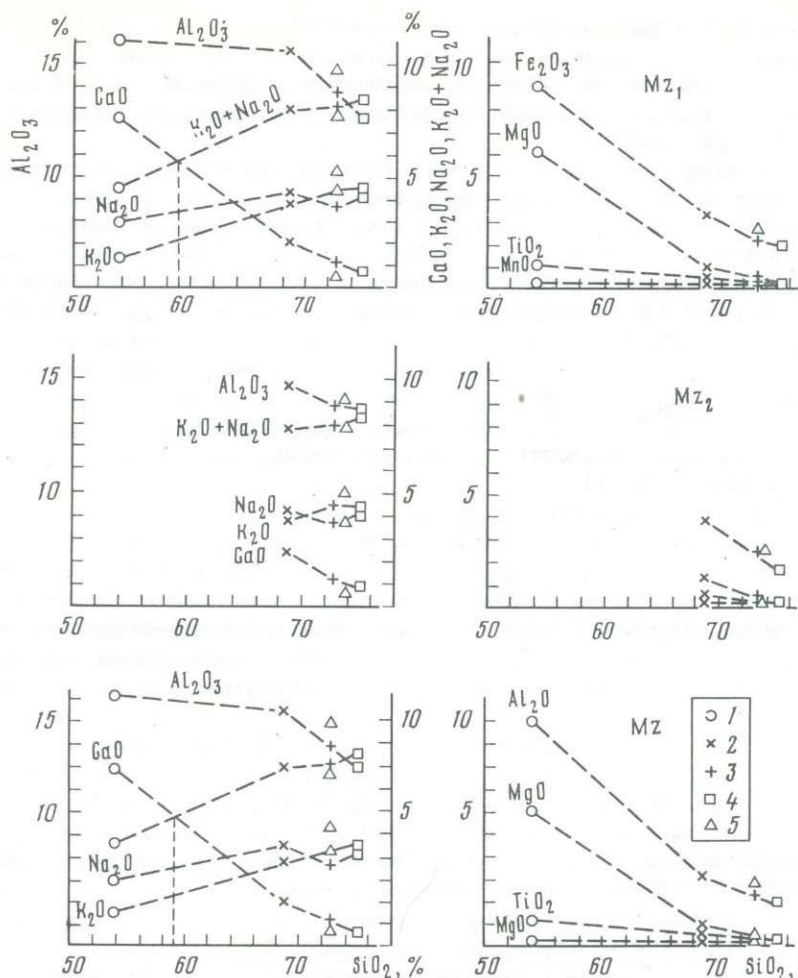


Рис. 2. Вариационные диаграммы породообразующих окислов для мезозойских интрузий МНР

1-5 - геохимический тип: 1 - габбро-диоритовый, 2 - гранодиорит-гранитный, 3 - стандартных гранитов, 4 - литий-фтористых гранитов, 5 - интрузий повышенной щелочности

рактируется более высокой общей щелочностью, более высокими значениями коэффициента алгаитности с появлением собственно алгаитовых составов, меньшими отношениями натрия к калию, а также содержаниями элементов группы оснований, и более высоким отношением железа к магнию в породах соответствующей кремнекислотности (см. табл. 1, рис. 4). Как и щелочноземельный, ряд пород повышенной щелочности имеет гомодромный характер, начинаясь с

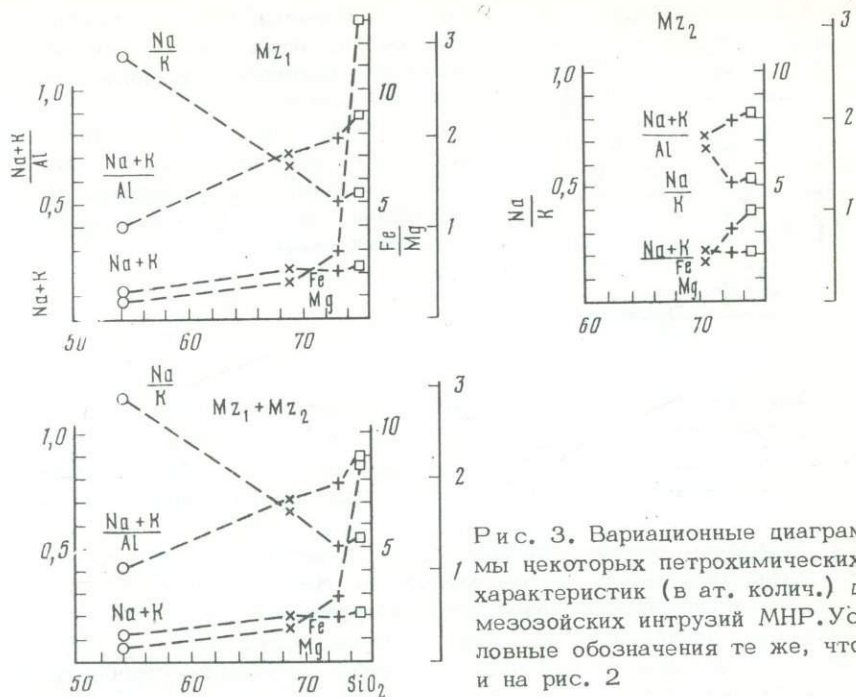


Рис. 3. Вариационные диаграммы некоторых петрохимических характеристик (в ат. колич.) для мезозойских интрузий МНР. Условные обозначения те же, что и на рис. 2

лейкократовых сиенитов и заканчиваясь аляскитами. Судя по имеющимся данным, эволюция пород данного ряда может заканчиваться либо плюмазитовыми биотитсодержащими аляскитами, либо агпаитовыми аляскитами. Как и в щелочноземельном ряду пород, позднемезозойские интрузии повышенной щелочности характеризуются более низким уровнем общей щелочности по сравнению с раннемезозойскими.

Щелочные породы с фельдшпатоидами среди мезозойских интрузивных пород МНР редки. Они установлены в пределах Южно-Гобийского пояса щелочных пород (Лугингольский массив, район Улугей-Хида). Щелочные породы этого ряда представлены существенно калиевыми нефелиновыми сиенитами с относительно небольшим дефицитом кремнезема [10].

Средний состав мезозойских интрузивных пород МНР в целом приближается к составу гранита всех периодов, по Р. Дэли. По кремнекислотности, содержанию компонентов группы оснований и глинозема он достаточно близок к средним составам триасовых гранитов, гранитоидов и интрузивных пород Центрального и Восточного Забайкалья, рассчитанным А.Д. Канишевым и Г.И. Менакером [5] (см. табл. 1). И в том и другом случае основное различие заключается в более высокой щелочности интрузивных пород МНР, обусловленной в первую очередь более высоким содержанием натрия в

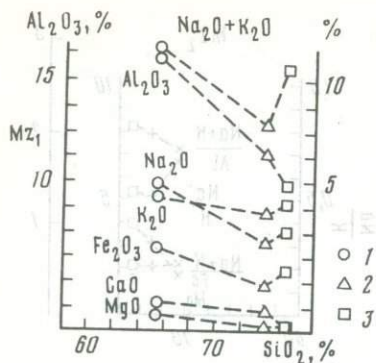


Рис. 4. Вариационные диаграммы породообразующих окислов для мезозойских интрузий повышенной щелочности (МНР)

1 - сиенитоиды, 2 - моношпатовые биотитовые аляскиты, 3 - щелочные моношпатовые аляскиты. Левая шкала для  $Al_2O_3$ , правая - для остальных окислов

них. Это обстоятельство не связано с большей долей пород повышенной щелочности среди мезозойских интрузий МНР, поскольку та же картина наблюдается и при сопоставлении раннемезозойских гранитоидов щелочноземельного ряда МНР с триасовыми гранитоидами Забайкалья.

В последнем случае обращает на себя внимание также большая кремнекислотность раннемезозойских гранитоидов МНР. Более высокая щелочность мезозойских интрузивных пород МНР по сравнению с Забайкальем и Северо-Востоком Азии, очевидно, отражает общее увеличение щелочности интрузий Забайкало-Монгольского ареала мезозойского магматизма в направлении к его периферии и в юго-западном направлении (в глубь континента) вообще. Оно проявляется не только в смене известково-щелочного магматизма центральной части ареала магматизмом повышенной щелочности на его периферии, но и в пределах зоны известково-щелочного магматизма, что было подмечено ранее для батолитообразных интрузий гранитоидов Дауро-Хэнтэйского ядра ареала [7, 9]. Приведенные данные бесспорно свидетельствуют также об общем возрастании кремнекислотности и валовой щелочности мезозойского гранитоидного магматизма от Тихоокеанской окраины к центральным частям Азиатского континента.

Сопоставление средних составов мезозойских интрузивных пород МНР с оценками состава пород и оболочек земной коры Центрального и Восточного Забайкалья, а также земной коры в целом (см. табл. 1) показывает, что лишь состав пород габбро-диоритового типа в какой-то мере сопоставим со средним составом "базальтового" слоя земной коры. Средний же состав мезозойских интрузий имеет значительно более кремнекислый и щелочной состав, чем средний состав не только континентальной земной коры и ее "гранитного" слоя, но и средний состав континентальных магматических пород и гранитоидов. Даже в случае близости состава гранитоидов (гранодиорит-гранитный тип) и одной из оболочек (гранитная, Забайкалье) не наблюдается баланса щелочей, что, вероятно, связано с ювенильным привносом последних при магмообразовании.

1. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975.
2. Вистелиус А.Б., Иванов Д.Н., Романова М.А. Региональный тренд состава мезозойских гранитоидов и локализация оловоносных областей Северо-Восточной Азии. Л.: Наука, 1974.
3. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973, т. II.
4. Изох Э.П., Налетов Б.Ф. Принципы классификации и применения номенклатуры гранитоидов. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1974. Вып. 2.
5. Канишев А.Д., Менакер Г.И. Химическое строение земной коры Центрального и Восточного Забайкалья. - Геохимия, 1971, № 1.
6. Карта мезозойской и кайнозойской тектоники МНР. М-6 1:1500000. Гл. ред. А.Л. Яншин. М.: ГУГК, 1979.
7. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Коваль П.В. Зональность ареала мезозойских магматических и метасоматических пород западной части Монголо-Охотского пояса и некоторые вопросы их генезиса. - В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1975.
8. Коваль П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1975.
9. Коваль П.В., Антипин В.С., Цыпуков Ю.П., Смирнов В.Н. Геологическое строение и вещественный состав Бага-Хэнтейского батолита (МНР). - Геол. и геофиз., 1978, № 5.
10. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975.
11. Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1976, ч. I.
12. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971.
13. Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Новая модель химического строения земной коры. - Геохимия, 1976, № 12.
14. Соловьев С.П. Распределение магматических горных пород в СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1952.
15. Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970.
16. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.
17. Якимов В.М., Горегляд А.В. Распространенность интрузий различных геохимических типов в МНР. - В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Изд-во Сибирского Института геохимии. Иркутск, 1977.
18. Mijashiro A. Volcanic rock series and tectonic setting. - Ann. Rev. Earth and Planet., 1975, v. 3.

М.Г. РУБ, Н.Г. ГЛАДКОВ, В.А. ПАВЛОВ

**ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОНОСНЫХ И ВОЛЬФРАМОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ**

В предлагаемой статье рассматриваются такие гранитоидные комплексы, с которыми в конкретных районах установлены генетическая или парагенетическая связь оловянных или вольфрамовых месторождений и рудопроявлений. Эти гранитоидные комплексы независимо от возраста, который варьирует от докембрия до неогена, локализованы в различных тектонических блоках и зонах. Они наблюдаются как в пределах щитов и платформ, так и в складчатых областях. Обычно эти комплексы являются постскладчатыми и приурочены к зонам крупных тектонических нарушений. Часто формирование рудоносных гранитоидов связано с процессами тектонической активизации.

Для этих гранитоидов независимо от возраста и геологического положения характерен ряд минералого-петрографических и геохимических особенностей. В частности, рудоносные гранитоиды отличаются обычно повышенной щелочностью (особенно калиевой), обогащенностью летучими и рудными элементами, концентрация и дисперсия содержаний которых повышается в наиболее кислых, поздних дифференциатах. Образование рудоносных гранитоидов определяется целым рядом факторов, среди которых большая роль принадлежит составу исходного расплава, который наряду с физико-химическими условиями в значительной мере определяет направленность и относительную роль различных петрогенетических процессов при становлении рудоносных гранитоидных комплексов. В свою очередь состав исходных расплавов в значительной степени зависит от способа и глубины их генерации и отражается на петрографическом облике возникающих при их кристаллизации пород. С этих позиций фиксирующееся разнообразие петрографического состава рудоносных гранитоидных комплексов различных рудных районов можно рассматривать как свидетельство их неодинакового генезиса.

Имеющиеся в настоящее время литературные данные и личные материалы авторов позволяют говорить о существовании по крайней мере двух генетических типов рудоносных гранитоидных комплексов.

К первому типу принадлежит дифференцированные гранитоидные комплексы, первые фазы которых представлены биотит-роговообманковыми гранитами, реже гранодиоритами, а наиболее поздние производные — аляскитовыми или лейкократовыми гранитами часто повышенной щелочности. Эти граниты мы относим к гранит-лейкогранитной формации [4]. С комплексами этого типа обычно пространственно и генетически связаны месторождения пегматитовой, касситерит-кварцевой, вольфрамит-кварцевой и кварц-молибденит-вольфрамит-берилловой формаций. Гораздо реже подобные комплексы сопровождаются оловянными и редкометалльными месторождениями скарноворудной или касситерит-силикатной формаций.

Ярким представителем подобных комплексов являются нижнемеловые гранитоиды Чукотки, с которыми связаны оловянно-вольфрамовые месторождения касситерит-вольфрамит-кварцевой формации; верхнепалеозойские оловоносные и редкометальные гранитоиды Центрального Казахстана и Рудных гор, сопровождающиеся оловянными, вольфрамовыми и редкометальными месторождениями грейзеновой и касситерит-вольфрамит-кварцевой формаций и подобные гранитоиды других районов мира.

К этому же типу близки гранитоидные комплексы Северного Приладожья и Киргизии, с которыми связаны оловянные и редкометальные месторождения скарноворудной формации. С подобными комплексами в некоторых районах связаны и оловорудные месторождения касситерит-силикатной формации (Западный Узбекистан, Киргизия).

Ко второму типу относятся также существенно калиевые более интенсивно дифференцированные многофазные гранитоидные комплексы. Формирование их начинается с образования кварцевых габбро-монзонитов, монзонитов или кварцевых сиенитов и завершается граносиенитами и лейкократовыми калиевыми гранитами. Эти комплексы мы относим к монзонит-граносиенит-гранитной формации. Примером этих комплексов являются гранитоиды некоторых рудных районов Сихотэ-Алиня, Комсомольского (Хабаровский край) и Певекского (Чукотка) районов, Средней Азии и других регионов, где проявлены оловорудные месторождения касситерит-силикатной и вольфрамовые месторождения шеелитовой формации.

В ряде случаев рудоносными являются вулканоплутонические ассоциации, в пределах которых устанавливается комагматичность эффузивных, субвулканических и интрузивных образований, о чем свидетельствуют структурно-геологические, минералого-петрографические и геохимические критерии [3]. При этом среди вулканических членов тех ассоциаций, в которых участвуют рудоносные гранитоиды монзонитового ряда, обычно фиксируются андезиты нередко повышенной калиевой щелочности.

Указанные два типа рудоносных гранитоидов наряду с общими чертами имеют ряд отличительных особенностей. Так, рудоносные гранитоиды первого типа появляются как на орогенном этапе развития геосинклинального-складчатых областей, так и при активизации относительно стабильных структурных элементов и блоков с мощной континентальной корой. В то время как рудоносные гранитоиды второго типа появляются только при тектономагматической активизации консолидированных блоков, в пределах которых фиксируется кора переходного типа или некоторое увеличение мощности "базальтового" слоя. Распределение гранитоидов второго типа контролируется обычно долгоживущими глубинными разломами, контролирующими также распределение продуктов базитового магматизма. Указанные различия геологоструктурного положения рудоносных гранитоидов в совокупности со спецификой их петрографического состава и геохимических особенностей позволяют высказать предположение о разнотипности природы генерировавших их расплавов. Гранитоиды первого

типа мы рассматриваем как продукты кристаллизации палингенных расплавов, возникших в результате переплавления сиала, а формирование рудоносных гранитоидов второго типа связано с дифференциацией более глубоких трахиандезитовых или трахибазальтовых магм.

Ниже мы кратко остановимся на петрохимических особенностях отмеченных двух генетических типов рудоносных гранитоидов.

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ

На примере ряда регионов Советского Союза и зарубежных стран (Приханкайский район, Центральный Сихотэ-Алинь, Комсомольский оловорудный район, Омсукчанский район, Южный Тянь-Шань, Приладожье, Рудные горы и др.) хорошо видно, что характерной особенностью гранитоидов первого типа является повышенное содержание калия, редких щелочей и летучих, главным образом фтора при незначительном количестве железа, магния и кальция. Из табл. 1 видно, что содержание окиси калия в гранитах первого типа составляет 4,5-5,8%, а фтора 0,1-0,5%, достигая максимума в поздних, наиболее кислых производных; содержание магния и кальция обычно не превышает 1%. Исключения составляют граниты, внедрившиеся в карбонатную среду. В этом случае в результате ассимиляции гранитной магмой карбонатных пород отмечается повышенное содержание кальция. Минералогически отмеченные петрохимические особенности рудоносных гранитов первого генетического типа выражаются в повышенном содержании в породах калиевого полевого шпата (до 50%), относительно небольшом количестве плагиоклаза, представленного кислым олигоклазом или альбит-олигоклазом, незначительным количеством цветных минералов, представленных обычно высокожелезистыми биотитами, а в некоторых случаях литийсодержащими биотитами или протолитионитами.

Характерной геохимической особенностью гранитов первого типа, помимо повышенного содержания фтора и редких щелочей, является незначительное количество хрома, никеля, кобальта и ванадия, значительно более низкое по сравнению с гранитоидами второго генетического типа. Так, например, в породах липарит-гранитной чалбинской ассоциации (Комсомольский оловорудный район) содержание хрома составляет (в г/т) 18-22, а ванадия 12-31, в то время как в наиболее кислых производных андезит-диорит-монцитонитовой ассоциации содержание хрома 27-72, а ванадия 43-125. Еще более резкие отличия выявляются при сравнении содержания хрома, ванадия и кобальта в биотитах пород андезит-диорит-монцитонитовой и липарит-гранитной ассоциации [6].

Характерные петрохимические особенности гранитоидов второго генетического типа мы рассматриваем на примере Приморья и Комсомольского оловорудного района. Так, в западной части Кавалеровского оловорудного района (Приморье) нами выделяются две вулка-

но-плутонические ассоциации: верхнемеловая и палеогеновая, которые мы относим ко второму генетическому типу [5].

Наиболее ранними продуктами верхнемелового магматизма в рассматриваемом районе являются трахиандезиты, поэтому состав этих пород в наибольшей степени характеризует химизм исходного расплава. Как видно из табл. 2, наряду с трахиандезитами в ограниченном количестве присутствуют трахибазальты. Характерной особенностью описываемых пород является повышенное содержание  $K_2O$ , которое колеблется в трахиандезитах в пределах 3–3,5%, а в трахибазальтах – 2,4–3,0%. В то же время трахиандезиты содержат пониженное количество  $Na_2O$  (2,5–3,0%). К другим петрохимическим особенностям трахиандезитов относятся повышенные по сравнению со средними типами пород количества  $MgO$  (до 5%) и низкая степень окисления железа. Последняя особенность присуща всем магматическим породам позднемелового возраста, но наиболее ярко проявлена в трахиандезитах.

Излияниями трахитов началась вторая фаза проявления верхнемелового магматизма рассматриваемого района. Их химический состав близок среднему составу трахита, по Р. Дэли, и несколько отличается от него меньшим количеством окисного железа и большим количеством титана, магния, закисного железа и кальция. Минералогически это выражается присутствием во вкрапленниках основного плагиоклаза (№ 50), пироксена, представленного авгитом и титаномagnetитом. Таким образом, трахиты характеризуются теми же особенностями, что и трахиандезиты, что свидетельствует об их комагматичности.

Монциты, сиениты и граносиениты Березовского массива по химическому составу близки средним типам этих пород (по Р. Дэли), но в то же время обладают некоторыми особенностями. Для них характерны низкая степень окисления железа, которая возрастает от монцитов к граносиенитам, высокое содержание калия, особенно в наиболее поздних дифференциатах – граносиенитах (до 6,40%), повышенное по сравнению со средними типами пород (по Р. Дэли) содержание магния в монцитах, но пониженное в сиенитах и граносиенитах. Все это свидетельствует о родстве всех отмеченных пород друг с другом, а также с трахиандезитами и трахитами.

На тройной диаграмме  $Na-Ca-K$ ; которая была использована Л.Е. Бевзенко [2] для петрохимического расчленения гранитоидов Сихотэ-Алиня, точки, отвечающие средним химическим составам рассматриваемых пород образуют цепочку, протягивающуюся от кривой габбро-монцит-гранитной ассоциации к кривой габбро-монцит-сиенитовой ассоциации (рис. 2). Отметим, что положение цепочки почти совпадает с линией составов пород верхнемеловой андезит-диоритовой (силинской) ассоциации Комсомольского оловорудного района, с которой связаны оловорудные месторождения касситерит-силикатной формации.

Все отмеченное выше свидетельствует о сходстве верхнемеловых рудоносных вулканоплутонических ассоциаций Тихоокеанского пояса, связанных, вероятно, с трахиандезитовой магмой.

Таблица 1. Химический состав гранитоидов первого генети

Район, возраст, ассоциация	Порода	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Докембрийские оловоносные гранитоиды Северного Приладожья	Крупнозернистые порфиroidные биотитово-роговообманковые граниты (первая фаза)	9	71,40	0,28	12,85
	Среднезернистые порфиroidные биотитовые граниты (вторая фаза)	9	74,88	0,13	11,90
	Мелко-, и среднезернистые порфиroidные биотитовые граниты - (третья фаза)	9	74,90	0,13	12,44
Южный Тянь-Шань, верхнепалеозойские оловоносные гранитоиды Сарыджазского района	Крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты (первая фаза)	12	72,24	0,23	13,37
	Среднезернистые порфиroidные биотитовые граниты (вторая фаза)	12	74,58	0,11	13,33
	Средне- и мелкозернистые биотитовые граниты заключительной субфазы	9	74,82	0,05	13,07
Верхнепалеозойские оловоносные гранитоиды Акширякского района	Мелкозернистые граниты заключительной субфазы	2	76,34	0,05	11,60
	Среднезернистые порфиroidные биотитовые граниты (вторая фаза)	13	73,98	0,19	12,63

ческого типа, (средние содержания, вес. %)

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1,19	2,05	0,05	1,38	1,29	3,35	5,53
1,18	1,32	0,04	0,25	0,96	3,32	5,07
0,94	1,16	0,02	0,15	0,80	3,39	5,12
0,40	2,17	0,04	0,19	1,41	3,10	5,41
0,24	1,33	0,04	0,11	0,81	3,70	4,94
0,11	1,63	0,03	0,14	0,70	3,72	4,95
0,37	0,92	0,03	0,12	0,99	3,60	5,20
0,37	1,71	0,03	0,12	1,12	3,46	5,05

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6
	Граносиениты (первая фаза)	4	68,42	0,53	13,97
Верхнемеловая вулcano-плу- тоническая ас- социация Ком- сомольского оловорудного района	Липариты	10	71,03	0,22	14,39
	Крупно- и сред- незернистые порфировидные биотитовые гра- ниты	17	72,38	0,34	13,38
	Мелкозернистые биотитовые гра- ниты заключи- тельной субфазы	5	76,35	0,08	12,20
Верхнемеловые оловоносные и вольфрамонос- ные гранитоиды Централь- ного Сихотэ- Алиня	Порфировидные биотитовые граниты	7	75,94	0,03	13,98
	Гранит-порфиры	3	75,84	Сл.	13,42

Эволюция химического состава продуктов верхнемелового магматизма района имеет сложный циклический, но вместе с тем общий гомодромный характер. Происходит общее повышение щелочности пород во времени, причем это сопровождается увеличением роли калия в составе щелочей, которое наиболее ярко проявлено в самых поздних образованиях Березовского массива — граносиенитах. От трахиандезитов к трахитам происходит увеличение содержания как калия, так и натрия, но в дальнейшем увеличение щелочности пород обусловлено накоплением только калия в более поздних продуктах — от монцитов к граносиенитам.

Наблюдается постепенное увеличение степени окисления железа магматических пород во времени от трахиандезитов к граносиенитам. Наиболее низкие значения степени окисления железа отмечены в трахиандезитах и трахитах. С их образования начиналось формирование пород первой и второй фазы верхнемелового этапа магматизма, поэтому их состав наиболее достоверно отражает состав расплава в длительно существовавшем магматическом очаге. Низкая степень окисления железа в трахиандезитах указывает на невысокую фугитивность кислорода в исходном для них магматическом расплаве.

7	8	9	10	11	12	13
1,42	3,07	0,05	0,14	2,11	3,48	5,42
0,79	2,85	0,06	0,67	1,50	2,94	4,28
0,51	1,95	0,04	0,89	1,74	2,97	4,67
0,56	0,80	0,02	0,33	0,70	2,89	5,27
0,04	0,72	0,06	0,03	0,49	3,37	4,82
0,19	0,76	0,05	0,13	0,28	3,96	4,66

Имеющиеся фактические материалы свидетельствуют о том, что повышенная калиевая щелочность характерна для исходного магматического расплава. В процессе эволюции этого расплава содержание калия в нем увеличивалось. При повторном подъеме расплава к поверхности образовались трахиты, вслед за которыми происходило формирование Березовского массива.

В трахиандезитах, трахитах и монцонитах наблюдается повышенное по сравнению со средними типами этих пород, содержание магния. При этом особенно значительное отклонение от среднего содержания магния характерно для трахиандезитов, в трахитах и монцонитах это отклонение меньше, а в сиенитах и граносиенитах имеет уже отрицательный знак. Следовательно, исходная для рассматриваемых образований магма первоначально была обогащена магнием, но в процессе длительной эволюции эта ее черта была снивелирована.

Таким образом, рассмотрение главных типов верхнемеловых магматических образований свидетельствует о том, что они обладают рядом общих петрохимических особенностей, к которым относятся: повышенная щелочность с ведущей ролью калия в составе щелочей, повышенное содержание летучих, максимальное количество которых установлено в наиболее поздних кислых дифференциатах; повышенная

Таблица 2

Химический состав рудоносных гранитоидов и вулканоплутони (вес. %)

Район, возраст, ассоциация	Порода	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Верхнемеловая трахиандезит-монцонит-граносиенитовая ассоциация западной части Кавалеровского района	Граносиениты	4	65,84	0,54	15,01
	Сиениты	4	59,42	0,81	15,66
	Монцониты	3	57,53	0,82	16,54
	Трахиты	8	61,86	0,66	16,58
	Трахиандезиты	6	56,41	0,85	15,85
Палеогеновая трахиандезит-трахилипаритовая ассоциация того же района	Трахилипариты	4	77,65	0,05	12,09
	Трахибазальты	2	48,15	1,60	18,60
	Трахиандезиты	4	58,49	0,64	17,40
Верхнемеловая андезит-монцонит-гранитовая ассоциация Комсомольского оловорудного района	Турмалин-содержащие граниты	4	75,18	0,05	12,78
	Мелкозернистые граниты	8	75,44	0,18	12,55
	Пироксен-содержащие граниты	10	69,95	0,48	13,74
	Гранодиориты	16	63,87	0,63	15,06
	Кварцевые диорит-монцониты и диорит-монцонит-порфиры	11	61,90	0,67	15,45
	Диориты и кварцевые диориты	19	59,69	0,80	15,73
	Кварцевое габбро	7	53,82	1,04	15,66
	Андезиты	11	58,96	0,77	15,99

ческих ассоциаций второго генетического типа (средние содержания,

$Fe_2O_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	$Na_2O$	$K_2O$
1,83	3,08	0,08	1,35	2,24	3,05	6,08
2,78	4,86	0,11	2,68	4,96	3,16	4,80
2,47	4,37	0,10	3,54	5,05	3,12	4,42
1,63	4,92	0,08	1,77	3,30	3,42	5,21
1,84	6,33	0,14	4,57	6,48	2,46	3,15
0,36	0,75	0,04	0,44	0,34	0,92	6,77
5,08	9,16	0,46	3,13	2,99	1,53	3,94
0,86	5,93	0,20	2,32	2,48	1,51	4,94
1,14	0,92	0,02	0,20	0,73	2,14	5,63
0,45	1,16	0,03	0,44	1,19	2,35	5,35
0,55	3,21	0,06	1,46	2,83	2,75	4,06
1,08	4,93	0,12	2,97	5,00	2,39	2,45
0,74	5,70	0,15	3,57	4,96	2,52	3,10
1,18	5,78	0,12	3,93	6,82	2,54	2,20
1,32	8,14	0,18	6,00	8,39	1,81	1,19
1,47	6,18	0,16	4,11	6,31	2,09	1,88

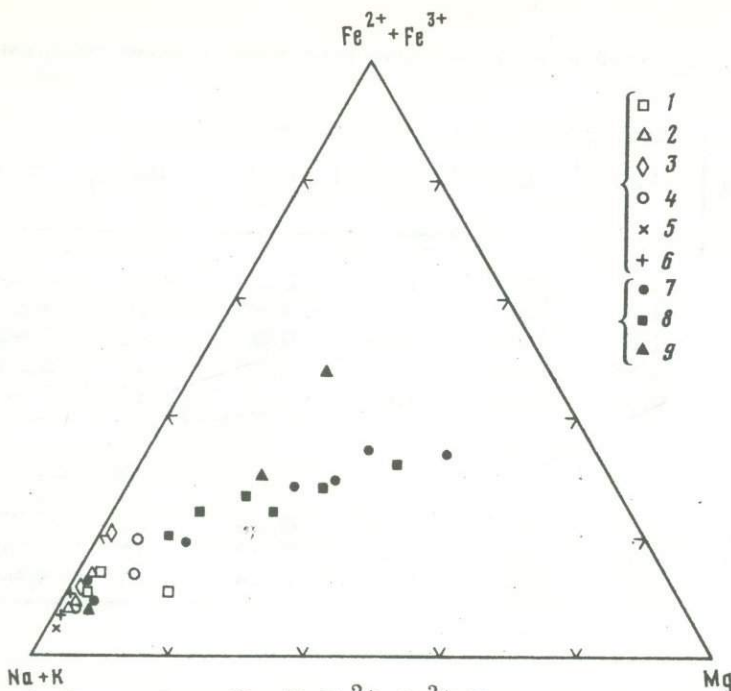


Рис. 1. Соотношение  $Na+K-Fe^{2+}+Fe^{3+}-Mg$  в рудоносных гранитоидах различных генетических типов

1-6 - гранитоиды первого генетического типа (сиалические): 1 - Северное Приладожье, 2 - Сариджазский район (Южный Тянь-Шань), 3 - Акширякский район (Южный Тянь-Шань); 4 - Комсомольский оловорудный район (чалбинская ассоциация); 5 - Сихотэ-Алинь, район месторождения Тигринное; 6 - Сихотэ-Алинь, район месторождения Забытое; 7-9 - гранитоиды и вулканоплутонические ассоциации второго генетического типа (дифференциаты трахиандезитовой магмы): 7 - Комсомольский оловорудный район (силинская ассоциация); 8 - Сихотэ-Алинь (березовская ассоциация); 9 - Сихотэ-Алинь (район Арсеньевского месторождения)

магнезиальность ранних образований (трахиандезиты, трахиты, мондониты) и постепенное понижение содержания магния в процессе дифференциации; низкая степень окисления железа.

Все верхнемеловые магматические породы относятся к единой петрохимической серии, что хорошо видно на тройной диаграмме  $Na-Ca-K$ . Отмеченное, наряду с геологическими данными, позволяет предполагать комагматичность всех рассматриваемых пород, связанных с единым магматическим источником, который имел трахиандезитовый или трахибазальтовый состав и был обогащен калием и магнием.

Исследование химизма палеогеновых магматических пород показало, что трахиандезиты по химическому составу близки выше охарактеризованным верхнемеловым покровам трахиандезитов и отличаются от них большим количеством калия ( $K_2O = 4,5-5,2\%$ ) и меньшим количеством натрия (см. табл. 2).

Сравнение трахиандезитов со средними типами пород по Р. Дэли показало, что трахиандезиты занимают промежуточное положение между андезитами и трахитами. От андезитов они отличаются повышенным содержанием окиси калия -  $4,5-5,2\%$  по сравнению с  $2,04$  в среднем типе андезита, по Р. Дэли, и пониженным содержанием окиси натрия -  $1,51$  по сравнению с  $3,53$  в среднем андезите, по Р. Дэли. От трахитов они отличаются значительно меньшим количеством натрия и большим количеством титана, магния и закисного железа. Для рассматриваемых трахиандезитов характерна низкая степень окисления железа ( $0,12$ ).

Трахибазальты по сравнению со средним типом базальта, по Р. Дэли, содержат меньше магния, кальция и натрия и больше титана, глинозема, закисного железа и особенно калия. Степень окисления железа в трахибазальтах выше, чем в трахиандезитах, но все же довольно низкая ( $0,30$ ).

Широко распространенные среди палеогеновых магматических образований дайки липаритов, фельзитов и гранит-порфиров, очень сходны по химическому составу. Общими чертами химизма этих пород являются: высокое содержание кремнезема; пониженное по сравнению со средним составом липаритов содержание титана, глинозема, окисного железа и кальция; повышенное содержание закисного железа и магния; необычное для липаритов соотношение натрия и калия, при котором калий резко преобладает над натрием. Суммарное количество щелочей в описываемых породах соответствует их среднему содержанию в липаритах. Вследствие незначительного содержания железа, но повышенного магния, липаритам присуща высокая магнезиальность. Исходя из особенностей химизма рассматриваемых пород, в частности, их калиевой специфики, мы считаем возможным, с некоторой долей условности назвать их трахилипаритами.

При рассмотрении имеющегося материала по петрохимии отдельных типов палеогеновых пород, довольно отчетливо выявляется главная петрохимическая особенность - повышенное содержание калия и пониженное натрия, т.е. резкое увеличение величины отношения

$\frac{K}{K+Na}$  в следующих друг за другом во времени продуктах магматизма.

Резюмируя все изложенное, можно отметить, что химический состав изученных палеогеновых магматических пород, начиная с трахиандезитов, закономерно изменяется во времени и имеет ряд общих черт: повышенную калиевую щелочность, высокую магнезиальность, низкую степень окисления железа. Эти данные наряду с геологическими материалами позволяют выделить среди палеогеновых магматических пород трахиандезит-трахибазальт-трахилипаритовую

ассоциацию. Она имеет контрастный состав. Сравнение главных особенностей химического состава пород верхнемеловой и палеогеновой магматических ассоциаций показало, что наряду с общими чертами они обладают рядом отличительных особенностей.

Общей чертой химизма пород обеих ассоциаций является их повышенная калиевая щелочность, которая наиболее ярко проявлена в самых поздних дифференциатах верхнемелового Березовского вулканоплутонического комплекса — граносиенитах и конечных членах палеогеновой ассоциации — трахилипаритах. Для большинства верхнемеловых и палеогеновых пород характерна повышенная магнезиальность (см. рис. 1) и низкая степень окисления железа. Начальные продукты как верхнемеловой, так и палеогеновой магматических ассоциаций представлены трахиандезитами.

Все отмеченное наряду с геологическими данными, свидетельствует о более глубинном для рассматриваемых пород по сравнению с сиалическими гранитоидами, магматическом источнике, представленном трахиандезитовой магмой. К отличительным особенностям верхнемелового и палеогенового магматизма относятся следующие:

1. Эволюция верхнемелового магматизма носит в общем последовательный гомодромный характер, в то время как палеогеновая ассоциация имеет контрастный (трахиандезит-трахибазальт-трахилипарит) состав.

2. В породах двух отмеченных групп различно поведение натрия. В верхнемеловых образованиях содержание натрия все время находится на одном уровне, в то время как в породах палеогеновой ассоциации количество натрия резко уменьшается в более поздних образованиях.

3. Поздние дифференциаты верхнемеловой ассоциации (граносиениты) обеднены магнием, а конечные члены палеогеновой ассоциации — трахилипариты характеризуются повышенной магнезиальностью. Это свидетельствует о большой роли процессов дифференциации при формировании верхнемелового магматического комплекса, в результате которых была снивелирована первичная магнезиальная специфика исходного расплава. При образовании палеогеновой, трахиандезит-трахибазальт-трахилипаритовой ассоциации, процессы дифференциации, вероятно, проявились слабее.

Из-за ограниченного объема настоящей статьи мы не будем останавливаться на подробной геохимической характеристике рассмотренных верхнемеловых и палеогеновых образований, отметим только, что помимо калия, титана и летучих для них характерно также повышенное содержание никеля, кобальта, хрома и ванадия, значительно превышающее средние содержания упомянутых элементов в соответствующих типах пород, по А.П. Виноградову [1] (табл. 3). Ярче всего это проявляется в наиболее ранних образованиях верхнемеловой ассоциации трахиандезитах, состав которых отражает состав исходного магматического расплава. Количество элементов группы железа в трахиандезитах значительно превосходит их среднее содержание в андезитах Сихотэ-Алинского пояса [7]. Как

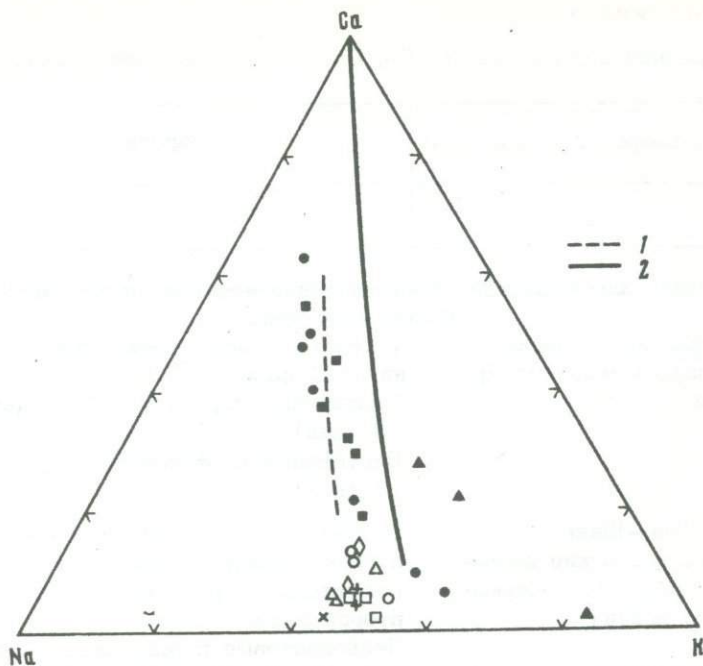


Рис. 2. Соотношение Na-Ca-K в рудоносных гранитоидах различных генетических типов

Условные обозначения те же, что и на рис. 1. Вариационные линии состава гранитоидных ассоциаций Дальнего Востока по П.Е. Бевзенко [1970]: 1 - габбро-монцитит-гранитной; 2 - габбро-монцитит-сиенитовой

было показано нами совместно с Г.А. Гоневчук и В.Г. Гоневчук близкие петрохимические особенности характерны для верхнемеловой андезит-диорит-монцититовидной (силинской) вулканоплутонической ассоциации Комсомольского района, с которой парагенетически связаны оловорудные месторождения касситерит-силикатной формации [6].

Для пород андезит-диорит-монцититовидной (силинской) ассоциации, как и для верхнемеловой и палеогеновой ассоциаций западной части Кавалеровского района, характерно повышенное содержание калия, особенно эффектно проявляющееся в наиболее поздних кислых дифференциатах - турмалинсодержащих и мелкозернистых гранитах, где содержание  $K_2O$  достигает 5,5-6,5%. В то же время калиевая тенденция проявляется и в самых ранних производных ассоциации покровных андезитов и субвулканических монцитит-диоритовых порфиритах. Для пород силинской ассоциации характерно сонахождение калиевого полевого шпата и биотита с основным плагиоклазом и пироксеном. Для пород рассматриваемой ассоциации характерно также повышенное содержание кальция и магния, что находит отражение в составе биотитов. Даже в биотитах наиболее поздних диф-

Таблица 3

Среднее содержание Ni, Co, Cr и V в гранитоидах различных

Район, возраст, ассоциация	Порода
1	2

Гранитоиды и вулканоплутонические ассоциации первого генетического типа

Докембрийские оловоносные гранитоиды Северного Приладожья	Биотитово-роговообманковые граниты (1 фаза) Биотитовые порфиroidные граниты (2 фаза) Биотитовые порфиroidные граниты (3 фаза)
Южный Тянь-Шань Верхнепалеозойские оловоносные гранитоиды Сарыджазского района	Биотитовые порфиroidные граниты и граносиениты 1 фазы Биотитовые порфиroidные граниты второй фазы Лейкократовые порфиroidные граниты заключительной субфазы
Южный Тянь-Шань Верхнепалеозойские оловоносные гранитоиды Акширякского района	Граносиениты (1 фаза) Крупно- и среднезернистые порфиroidные биотитовые граниты (2 фаза) Мелкозернистые биотитовые граниты заключительной субфазы
Верхнемеловые оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды Центрального Сихотэ-Алиня	Порфиroidные биотитовые граниты Гранит-порфиры
Верхнемеловая вулканоплутоническая ассоциация Комсомольского оловорудного района	Мелкозернистые граниты Крупно- и среднезернистые биотитовые граниты Липариты

Гранитоиды и вулканоплутонические ассоциации второго генетического типа

Верхнемеловая трахиандезит-монцитит-граносиенитовая ассоциация Западной части Кавалеровского оловорудного района	Граносиениты Сиениты Монцититы Трахиты Трахиандезиты
--	--

## генетических типов (в г/т)

Число анализов	Ni	Co	Cr	V
3	4	5	6	7

## Гранитоиды и вулканоплутонические ассоциации первого генетического типа

5	10	6	25	15
10	6	4	20	12,5
8	5	3	15	10
4	8	4	8	12
12	5,5	4	6	8
5	2	2,5	5	4
5	4	3	6	8
10	4	4	5	5
4	3	2	5	3
8	3	1	4	3
10	-	-	-	4
4	8,5	2,3	22,8	12,5
20	7,0	3,9	19,5	31,5

## Гранитоиды и вулканоплутонические ассоциации второго генетического типа

5	19	24	30	151
5	27	19	111	194
13	9	12	45	18
11	79	26	210	152

Таблица 3 (окончание)

1	2
Палеогеновая трахиандезит-трахилипаритовая ассоциация того же района	Трахилипариты Трахибазальты Трахиандезиты
Верхнемеловая андезит-монзонит-гранитная ассоциация Комсомольского оловородного района	Турмалинсодержащие граниты Мелкозернистые лейкократовые граниты Пироксенсодержащие граниты Гранодиориты Кварцевые диорит-монзониты Диориты и кварцевые диориты Кварцевое габбро Андезиты
Нижнемеловые гранитоиды Лермонтовского месторождения	Граносиениты
Нижнемеловые гранитоиды месторождения Восток-2	Гранодиориты и граносиениты

ференциатов этой ассоциации – лейкократовых гранитах – содержание окиси магния составляет 8–9%. Кроме того, для этих биотитов характерны высокие содержания титана. Эффузивные субвулканические и интрузивные породы андезит-диорит-монзонитоидной ассоциации характеризуются повышенным содержанием хрома, кобальта, ванадия, олова и бора [6]. Высокое содержание отмеченных элементов установлено и в биотитах рассматриваемых пород.

Специфика состава силинской вулканоплутонической ассоциации, включающей широкий спектр пород от андезитов и габбро-диоритов до турмалиновых и лейкократовых гранитов, позволяет предполагать для нее глубинный характер исходного расплава. Правомерность подобного заключения подтверждается и особенностями состава некоторых породообразующих и акцессорных минералов пород силинской ассоциации. Действительно, по уровню содержаний Mg и Sr в биотитах, Sr и Co – в акцессорных магнетитах, пиропового компонента – в акцессорных гранатах и ряду других признаков состава, породы силинской ассоциации тождественны магматическим образованиям, для которых устанавливается генетическая связь с глубинными трахиандезитовыми магмами [4, 5, 6]. На этом основании мы рассматриваем породы андезит-диорит-монзонитоидной ассоциации как продукты магматической дифференциации такой тра-

	3	4	5	6	7
	23	4,1	4	9	2
	10	3,5	12	11	64
	5	10	20	50	50
	2	25,0	14	72	125
	3	19,0	7,0	27,3	65
	13	10,5	4,3	63	43
	5	10	10,5	38,8	79,8
	10	29	13	43,5	113
	31	36	11,4	161,4	174,4
	5	8,8	14,8	121,6	76,2
	46	7,4	8,4	58,1	93,7
	27	26,6	14,7	60,7	86,2
	49	23,2	11,3	51,5	54,5

хиандезитовой магмы. При этом последовательно поступающие из глубинного магматического очага порции все более кислых и более низкотемпературных расплавов обнаруживали прогрессивное обогащение летучими, что обусловило появление турмалинсодержащих гранитов и широкое проявление на конечных этапах формирования силинской ассоциации постмагматических, в том числе и рудообразующих процессов.

Вольфрамоносные гранитоиды - дифференциаты трахиандезитовой магмы - широко развиты в Центральном Сихотэ-Алине. Эти гранитоиды, вскрытые в районе месторождений Лермонтовка и Восток-2, относятся к монцонит-граносиенит-гранитной формации. Формирование их связано с процессами тектоно-магматической активизации. Размещение этих гранитоидов контролируется крупными долгоживущими разломами, обладающими признаками сквозных структур глубинного заложения. Возраст этих гранитоидов колеблется в пределах 110-130 млн. лет, что соответствует нижнему мелу. Формирование рассматриваемых гранитоидов происходило в течение нескольких последовательных фаз. В течение первой фазы образуются обычно монцониты, затем происходит формирование граносиенитов и завершается образование этих комплексов образованием гранитов.

Касаясь петрохимических особенностей вольфрамоносных гранитоидов монцонит-граносиенит-гранитной формации можно отметить, что

для них характерно повышенное содержание магния, щелочей, в том числе и редких, вольфрама и летучих, особенно фтора и фосфора.

В рассматриваемых вольфрамоносных гранитоидах отмечается относительно низкий коэффициент железистости (47–56, редко до 60), значение которого повышается от монцонитов и граносиенитов к гранитам.

Сравнение коэффициента железистости гранитоидов с коэффициентом железистости биотитов этих гранитоидов показало, что они хорошо сопоставляются. Коэффициент окисления железа в описываемых вольфрамоносных гранитоидах, так же как и слагающих их биотитах, относительно низкий (0,04–0,23, в единичных случаях – выше), что говорит о низкой фугитивности кислорода. Это подтверждается относительно небольшим содержанием окисных минералов, в частности, магнетита. Как мы уже отмечали, возможно низкая степень окисленности железа в гранитоидах и слагающих их биотитах, свидетельствует, наряду с другими фактами, о глубинном источнике магмы, из которой кристаллизовались эти гранитоиды.

В то же время вольфрамоносные гранитоиды, развитые в районе Лермонтовского месторождения, отличаются от подобных гранитоидов, распространенных в районе месторождения Восток–2, значительно большим количеством глинозема и значительно меньшим количеством кальция, что хорошо видно на треугольной диаграмме.

Повышенное содержание глинозема в гранитоидах, развитых в районе Лермонтовского месторождения, объясняется ассимиляцией глинистых сланцев, которая происходила, вероятно, на разных глубинных уровнях. Подтверждением отмеченного может служить наличие в граносиенитах Лермонтовского месторождения большого количества ксенолитов кварцево-сланцев.

Повышенное содержание кальция в гранитоидах района месторождения Восток–2 объясняется ассимиляцией карбонатных пород. В результате даже самые кислые дифференциаты характеризуются повышенным содержанием ее. В рассматриваемых вольфрамоносных гранитоидах отмечаются высокие содержания хрома, никеля, кобальта и ванадия. Главным концентратором отмеченных элементов являются биотиты и такие акцессорные минералы, как магнетит. По данным количественного спектрального анализа содержание хрома в биотитах вольфрамоносных гранитоидов монцонит–граносиенит–гранитной формации составляет 6,7–123 г/т, никеля 187–420, кобальта 11–29, а ванадия 210–294 г/т, в то время как в биотитах вольфрамоносных гранитов гранит–лейкогранитной формации содержание хрома обычно не превышает 4–6 г/т, кобальта 5, ванадия 53 г/т. Магнетит вольфрамоносных гранитоидов монцонит–граносиенит–гранитной формации отличается от магнетитов вольфрамоносных гранитоидов гранит–лейкогранитной формации большим количеством хрома, никеля, кобальта, ванадия.

Таким образом, следует отметить, что вольфрамоносные гранитоиды монцонит–граносиенит–гранитной формации характеризуются повышенным содержанием летучих компонентов, в частности, фтора

и фосфора, редкоземельных элементов, вольфрама, а также хрома, никеля, кобальта и ванадия. При этом накопление летучих и вольфрама происходит в конечные этапы магматической деятельности при образовании гранитов заключительных фаз и субфаз и особенно при образовании рудных тел.

Геолого-петрографические особенности рассматриваемых вольфрамоносных гранитоидов монзонит-граносиенит-гранитной формации в совокупности с отмеченными петрохимическими и геохимическими особенностями позволяют предположить связь этих гранитоидов с более глубинным по сравнению с сиалическими гранитоидами источником — трахиандезитовой магмой.

Результаты петрохимического и геохимического изучения олово- и вольфрамоносных гранитоидных комплексов ряда рудных районов СССР и некоторых зарубежных стран свидетельствуют о том, что эволюция состава генерировавших их расплавов в значительной степени определялась процессами дифференциации вне зависимости от генетического типа этих гранитоидов. Влияние процессов дифференциации отражается как в закономерном изменении петрогеохимических особенностей пород последовательно формирующихся фаз и субфаз комплексов, так и в направленной смене состава их главных породообразующих и акцессорных минералов. Такие же изменения наблюдаются от глубинных уровней к апикальным частям конкретных интрузивных тел.

Отмеченные изменения состава прежде всего выражаются в увеличении в поздних дифференциатах рудоносных в отношении олова и вольфрама гранитоидных комплексов и в апикальных частях, составляющих их интрузивных тел, содержаний кремнезема, щелочей, летучих и рудных элементов с одновременным уменьшением мафических компонентов и магнезиальности пород.

Имеющиеся материалы по докембрийским гранитоидам Северного Приладожья, нижне- и среднепалеозойским гранитам Приханкайского района Приморья, верхнепалеозойским гранитоидам Южного Тянь-Шаня и Рудных гор, меловым гранитоидам Словакии и Дальнего Востока и рудоносным гранитоидам других регионов отчетливо показывают, что различия в содержаниях указанных компонентов в породах ранних и поздних производных комплексов, а также глубинных и апикальных частях интрузивов могут быть весьма значительными. Их величина в общем случае коррелируется с уровнем щелочности (особенно калиевой) и обогащенностью летучими исходного гранитоидного расплава, что находит отражение в составе ранних фаз.

Так например, в докембрийских оловоносных гранитоидах Северного Приладожья содержание фтора и редких щелочей повышается от 0,06% фтора и от тысячных долей процента лития и рубидия в гранитах первой фазы и до 0,4% фтора и сотых долей процента лития и рубидия в гранитах третьей фазы. В нижне- и среднепалеозойских оловоносных и редкометалльных гранитах Приморья от ранних фаз к заключительной субфазе содержание фтора повышается от сотых долей процента до 0,2-0,4%.

Отмеченные примеры, которые можно умножить, могут рассматриваться как указание на превалирующую роль при формировании олово- и вольфрамоносных комплексов эманационной дифференциации.

Содержание щелочных и летучих компонентов в исходном расплаве определяет не только степень накопления и фракционирования различных (в том числе рудных) компонентов, но и характер изменения кислотности-щелочности в последовательных его дифференциатах. Это находит отражение в особенностях состава порообразующих и акцессорных минералов гранитоидов соответствующих фаз и субфаз. Так, в биотитах изученных рудоносных гранитоидов содержание фтора повышается от 0,7-1% в ранних фазах до 2-3% в поздних и до 5% в протолитионитах заключительных фаз. Одновременно происходит изменение железистости и глиноземистости слюд, указывающее на постепенное поокисление последовательных дифференциатов исходного расплава.

В соответствии с этим состав редкоземельных элементов-примесей в акцессорных апатитах и флюоритах гранитоидов последовательных фаз изменяется в сторону увеличения содержаний элементов иттриевой подгруппы и понижения роли элементов лантановой подгруппы.

В качестве примера можно привести содержание редкоземельных элементов в акцессорных флюоритах гранитов трех последовательных фаз докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья. Относительное содержание редкоземельных элементов иттриевой подгруппы (Sm, Gd, Tb, Dy, Ho) увеличивается от 40,7% в акцессорных флюоритах гранитов первой фазы до 68,9% в флюоритах гранитов третьей фазы, соответственно происходит понижение содержания элементов лантановой подгруппы. Эти результаты хорошо согласуются с данными петрографического и петрогеохимического изучения рассматриваемых гранитоидов, показавшими, что от гранитов первой фазы к гранитам третьей фазы происходит постепенное поокисление магматического расплава и обогащение его летучими.

Интересно, что в флюоритах скарнов, связанных с этими гранитоидами, содержание редкоземельных элементов иттриевой подгруппы вновь уменьшается, что свидетельствует об изменении кислотности постмагматических растворов.

Вторым примером могут служить верхнепалеозойские оловоносные гранитоиды Южного Тянь-Шаня. В акцессорных флюоритах этих гранитоидов от первой фазы к заключительной происходит увеличение относительного содержания редкоземельных элементов иттриевой подгруппы от 43,5% до 60 и 77,6%. Специальное изучение изменения состава рудоносных гранитоидов и слагающих их минералов по вертикали до глубины 1-1,5 км, которое мы проводили на массивах Приморья, Циновецком гранитном массиве в ЧССР и массиве Гнилец в Словакии, показало, что вверх по разрезам в породах увеличивается содержание кремнезема калия, редких щелочей и летучих, особенно фтора, и рудных элементов, в частности олова. Увеличивается также содержание редких щелочей и летучих в слюдах. Так,

например, в Приморье протолитионит, содержащий 5–6% фтора и 3,5–4% редких щелочей, сменяется вверх по разрезу циннвальдитом, а затем лепидолитом, содержащим 8,3% фтора и 6–7% редких щелочей. В протолитионите от глубины 1200 м до глубины 500 м увеличивается содержание редких щелочей и фтора: фтора от 5,6 на глубине 1200 м до 6,3% на глубине 500 м. В Циновецком массиве протолитионит, содержащий 4,0% фтора и 1,5–2,0% редких щелочей на глубине 750 м, сменяется вверх по разрезу циннвальдитом, содержащим 6–7% фтора и 3,5–4% редких щелочей, а затем лепидолитом.

В составе гранитов массива Гнилец (Словакия) от нижних горизонтов вверх по разрезу повышается количество редких щелочей, кремнезема, фтора, бора, олова и пониженное – магния и железа. Одновременно с глубиной резко уменьшается количество акцессорных минералов, содержащих летучие (топаз, флюорит, турмалин) и рудные (касситерит, тантало–ниобаты, сульфиды) компоненты и увеличивается роль циркона и монацита. Это свидетельствует о том, что становление массива протекало на фоне проявления процессов эманационной дифференциации расплава, приводящей к накоплению в его апикальной части летучих и связанных с ними рудных компонентов.

Отмеченные выводы подтверждаются и на примере оловоносных и вольфрамоносных гранитоидов СССР, вскрытых до глубины более 1000 м. Таким образом, по составу, количественному содержанию и типоморфным особенностям акцессорных минералов, можно наряду с другими фактами, судить о глубине эрозионного среза гранитных массивов. Кроме того, по количественному содержанию акцессорных минералов, содержащих летучие компоненты, можно судить о богатстве магмы летучими, являющимися как известно, индикаторами рудоносности гранитоидов. Состав, содержание и типоморфные особенности акцессорных минералов гранитоидов позволяют также определить, какими летучими компонентами и рудными элементами богата магма, что имеет большое значение для прогнозирования состава и генетического типа связанной с ними минерализации.

Единая тенденция изменений состава гранитоидов от ранних к поздним фазам комплексов и от глубинных к апикальным частям интрузивов позволяют предполагать, что направленность и механизм дифференциации в объемах отдельных интрузивных тел и расположенных на некоторой глубине магматических очагах расплава были в общих чертах тождественны.

Как мы уже отмечали, характер дифференциации не зависит от генетического типа рудоносных гранитоидных комплексов. В рудоносных гранитоидных ассоциациях обоих генетических типов широко проявлены процессы дифференциации, в том числе, и эманационной. Как было показано выше, для верхнемеловых и палеогеновых оловоносных вулканоплутонических комплексов: западной части Кавалеровского рудного района (Приморье), верхнемеловых вулканоплутонических комплексов Комсомольского оловорудного района (Хабаровский край), нижнемеловых вольфрамоносных гранитоидов Цент-

рального Сихотэ-Алиня, для гранитоидов второго генетического типа также характерны процессы дифференциации.

В западной части Кавалеровского района, так же как и в Комсомольском оловорудном районе верхнемеловая деятельность трахиандезит-монзонит-гранитных ассоциаций начинается излиянием эффузивов и завершается образованием наиболее кислых производных, обогащенных калием, летучими и рудными элементами, в частности оловом. При этом постепенно уменьшается роль кальция, магния и железа и увеличивается роль кремнекислоты и калия.

Сопоставление химического состава эффузивных и интрузивных пород в рассматриваемых вулcano-плутонических ассоциациях показало, что в исследованных регионах состав эффузивных пород более отчетливо отражает состав первичного магматического расплава, а состав интрузивных пород показывает, что при формировании их большую роль играли процессы дифференциации, в том числе и эманационной, а также процессы ассимиляции и гибридизма.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Имеющиеся геологические, петрографические и геохимические материалы позволяют выделить два генетических типа рудоносных в отношении олова и вольфрама гранитоидов. К первому типу принадлежат существенно калиевые дифференцированные комплексы, которые мы относим к гранит-лейкогранитной формации. Ко второму — также существенно калиевые более интенсивно дифференцированные многофазные гранитоидные комплексы, относимые нами к монзонит-граносиенит-гранитной формации. В ряде случаев рудоносными являются вулcano-плутонические образования, представленные липарит-гранитной (первый тип) и трахит-андезит-монзонит-гранитной ассоциацией.

2. Рудоносные гранитоиды или вулcano-плутонические образования первого типа появляются как на орогенном этапе развития геосинклинально-складчатых областей, так и при активизации относительно стабильных структурных элементов и блоков с мощной континентальной корой. Рудоносные гранитоиды второго типа появляются только при тектоно-магматической активизации консолидированных блоков, в пределах которых фиксируется кора переходного типа или некоторое увеличение мощности "базальтового слоя".

3. Каждый из выделенных типов гранитоидов наряду с общими чертами обладает рядом характерных минералого-петрографических и геохимических особенностей. К общим геохимическим особенностям относится богатство гранитоидов и вулcano-плутонических ассоциаций обоих типов калием, летучими и рудными элементами Sn и W, содержание которых увеличивается в поздних, наиболее кислых дифференциатах. В то же время гранитоиды второго типа резко отличаются повышенным содержанием Mg, Ca, Fe, Ti, Ni, Co и V.

4. Характер дифференциации не зависит от генетического типа гранитоидов. В рудоносных гранитоидах и вулcano-плутонических ас-

социациях обоих генетических типов широко проявлены процессы дифференциации, в том числе и эманационной.

5. Сопоставление химического состава эффузивных и интрузивных пород в вулcano-плутонических ассоциациях второго генетического типа показало, что состав эффузивных пород более отчетливо отражает состав первичного магматического расплава, а состав интрузивных пород показывает, что при формировании их большую роль играли процессы дифференциации.

6. Имеющиеся геолого-петрографические и петрогеохимические данные позволяют предполагать связь двух выделенных генетических типов рудоносных гранитоидов с разноглубинными источниками. Гранитоиды первого типа являются палингенными и образовались за счет магмы, возникшей при переплавлении сиаля, а гранитоиды и вулcano-плутонические ассоциации второго типа имеют более глубинный источник и являются дифференциатами трахиандезитовой магмы.

7. С гранитоидами первого генетического типа обычно генетически связаны оловянные и вольфрамовые месторождения касситерит-вольфрамит-кварцевой формации. С гранитоидами и вулcano-плутоническими ассоциациями второго генетического типа парагенетически связаны оловянные месторождения касситерит-силикатной и вольфрамовые месторождения скарновой формации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 7.
2. Бевзенко П.Е. К систематике и номенклатуре гранитоидных пород складчатых регионов Дальнего Востока. - Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 2.
3. Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулcano-плутонических комплексов на примере Балыгычано-Сугойского и Мяо-Чанского района. М.: Наука, 1970.
4. Руб М.Г., Павлов В.А., Говоров И.Н. О формационных типах рудоносных гранитоидных комплексов. - В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976.
5. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Шершаков Б.И. Новые данные о возрасте магматических образований Западной части Кавалеровского района. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12.
6. Руб М.Г., Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г., Павлов В.А. Вулcano-плутонические ассоциации Комсомольского оловорудного района и их соотношение с минерализацией. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12.
7. Сахно В.Г. Основные черты магматизма, геохимии и металлогении вулканических зон Дальнего Востока. - В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденение Дальнего Востока. Владивосток; кн. изд-во, 1973.

Е.В. НЕГРЕЙ, А.Н. ЛЕОНТЬЕВ

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОЛОГИЯ ЭСПИНСКОГО ИНТРУЗИВА РУДОНОСНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Рудоносные щелочные граниты интрузивных куполов Большого и Малого Эспе и в Западном Тарбагатае (Восточный Казахстан) являются удобной моделью для анализа отношений между магматической кристаллизацией и рудным процессом. Будучи представителями самостоятельного регионально распространенного и наиболее позднего керегетас-эспинского комплекса [4,9], эти граниты, с одной стороны, достаточно типичны, а, с другой – уникальны, ибо кроме них в регионе нет другого интрузива со столь высоким локальным градиентом нарастания некоторых типоморфных элементов вблизи апикали и со столь мощно проявленным фенитовым ореолом. Накопленные к настоящему времени многочисленные данные о строении и о вещественном составе пород Эспинского интрузива позволяют нам с новых позиций рассматривать вопрос о магматической природе рудоносных щелочных гранитов. Статья посвящена геологическому и петрологическому обоснованию этого вывода.

Эспинский интрузив (рис. 1) известен геологам с 1925 г., первая геологическая его характеристика была дана Д.С.Коржинским, в дальнейшем его изучали А.В.Степанов, В.А.Белов, А.А.Калаченко, А.Г.Малышев, М.А.Семиврагова, Э.А.Северов, Д.А.Минеев, авторы настоящей статьи. Генезис Эспинского интрузива и связанного с ним оруденения и до настоящего времени составляет предмет дискуссии. А.А.Беус, Э.А.Северов, Д.А.Минеев и другие относят его к альбитизированным "апогранитам". Д.А.Минеев [12], выполнивший наиболее детальное геохимическое исследование, расценивает все типы контактирующих пород от рибекитовых гранитов и пегматитов до вмещающих гранодиоритов, песчаников и алевролитов как части единой метасоматической колонки. Он объясняет образование щелочных гранитов и оруденения интенсивным проявлением "...высокотемпературного послемагматического щелочно-галоидного метасоматоза в куполообразных выступах апикальной части массива биотитовых гранитов и, отчасти, вмещающих их метаморфических породах" ([12], с. 168). Другая группа исследователей – А.Н.Леонтьев, С.М.Бескин, В.Н.Ларин, А.А.Калаченко, П.В.Ермолов и другие – считают генезис интрузива магматическим. В частности, А.Н.Леонтьев [7] показал рвущие интрузивные отношения между щелочными гранитами нескольких генераций, отнес последайковые серые микрограниты к первичной корке остывания интрузива и указал на аналогию с литий-фтористыми и обычными лейкогранитами. По данным [9], щелочные граниты эспинского типа находятся в возрастной "вилке" между формированием ранних и поздних даек щелочных гранит-порфиров (рис. 2).

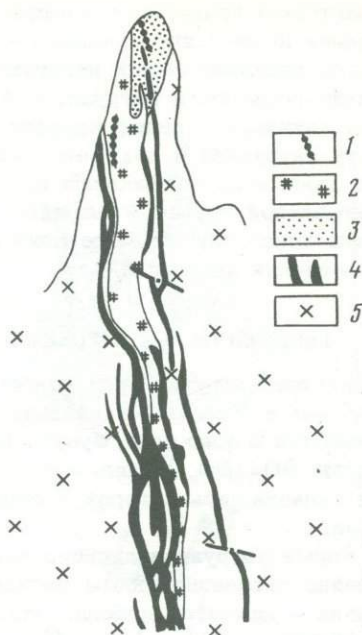
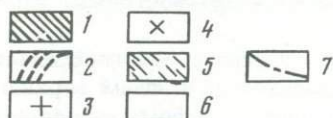
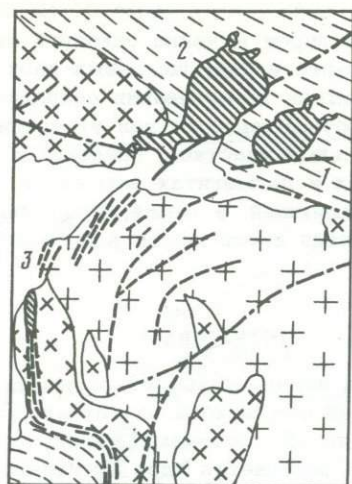


Рис. 1. Обзорная схема Эспинского интрузива

1 - щелочные граниты; 2 - щелочные гранит-порфиры; 3 - биотитовые граниты; 4 - гранодиориты; 5 - песчано-алевролитовая толща; 6 - рыхлые отложения; 7 - разломы. Цифры на схеме: 1, 2 - Эспинский интрузив (1 - Малый купол, 2 - Большой купол); 3 - участок Жаман-Сеир; 4 - плутон Акжайляу

Рис. 2. Схематическая геологическая карта строения участка Жаман-Сеир

1 - поздние дайки щелочных гранит-порфиров; 2 - щелочные моношпатовые граниты главной фазы; 3 - зоны ороговикования, альбитизации и рибекитизации, связанные с ними в ранних породах; 4 - ранние дайки щелочных гранит-порфиров; 5 - гранодиориты и граносиениты

Авторами в ходе дополнительного детального геологического и петрологического изучения пород интрузива были уточнены многие детали его внутреннего строения и состава. Е.В.Негрей провела определение абсолютного возраста интрузива по щелочным амфиболом, по новому интерпретировала и оконтуривала тело мелкозернистых щелочных гранитов в центральной части Большого купола. На основании изучения минерального состава пород установила их принадлежность к типу высокотемпературных гиперсольвусных моношпатовых гранитов и показала их переход к низкотемпературным субсольвусным гранитам. Получила новые данные по химическому составу основных разновидностей интрузива и доказала их принадлежность к типичным щелочным

агпайтовым гранитам с коэффициентом агпайтности выше 1. На основании данных спектральных анализов пород выявила сквозной характер редкометальной нагрузки интрузива в ряду щелочных даек гранит-порфиров и интрузива. А.Н.Леонтьев на основании дополнительного изучения и дешифрирования аэрофотоматериалов дал уточненную карту интрузива и документацию отдельных участков, представил новые данные по содержанию в гранитах и пегматитах элементов редкоземельной группы и флюидной составляющей, а также предложил новую концепцию формирования оруденения и его места в процессе становления интрузива.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ИНТРУЗИВА

Эспинский интрузив представлен двумя куполовидными выступами — Большим и Малым. По данным бурения оба выхода на глубине соединяются в одно тело, будучи разделенными провесами кровли мощностью 80–100 м (рис. 3). Интрузив залегает в ядре антиклинальной складки, ось которой ориентирована в северо-восточном направлении.

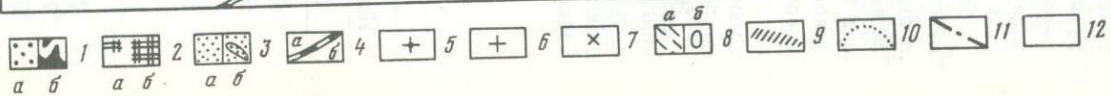
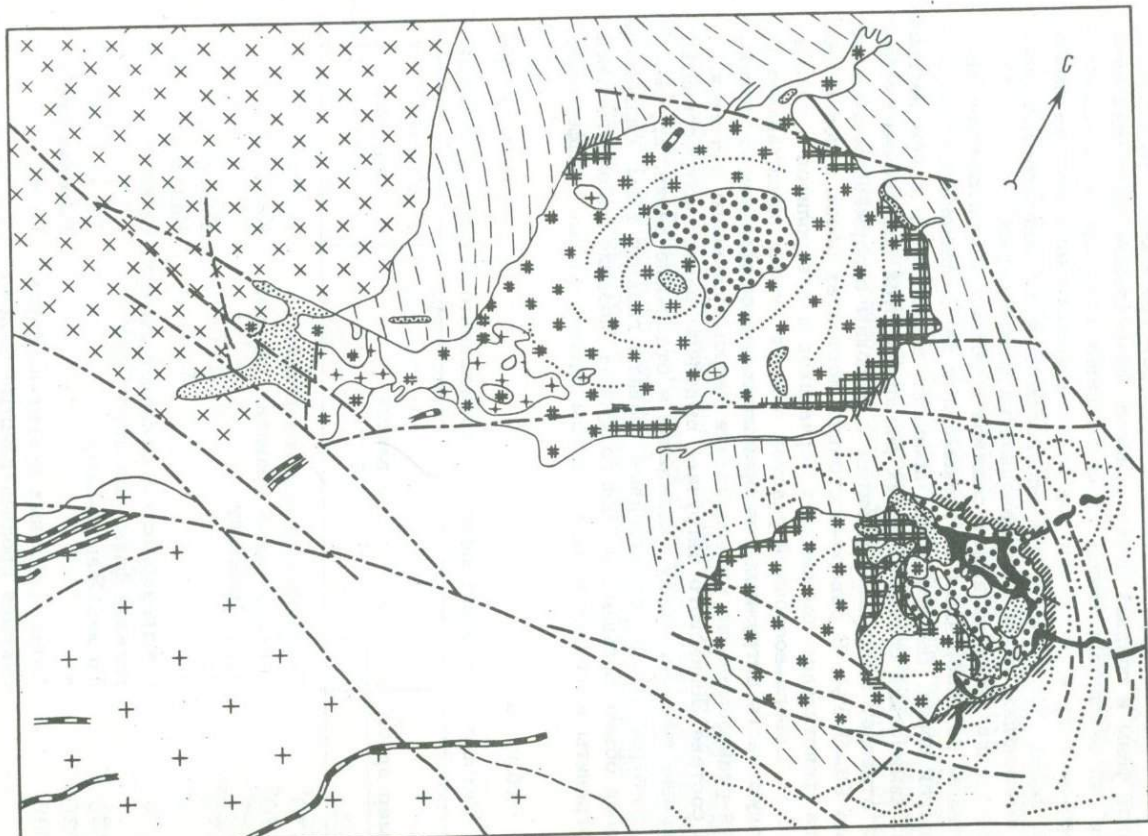
Форма интрузива дискордантна по отношению к пологоскладчатым линейно рассланцованным песчано-алевролитовым толщам верхнего девона — нижнего карбона. Площадь выходов Большого купола около 4, Малого — около 1,5 км<sup>2</sup>.

В.А.Белов рассматривает интрузив как пологую маломощную залежь, а А.А.Калаченко — как гарполит с крутым западным контактом, выклинивающимся от Большого к Малому Эспе. Нам представляется более надежными показателями хорошо выраженная радиально-концентрическая структура обоих куполов, проявившаяся в расположении

---

Рис. 3. Геологическая карта Эспинского интрузива (составил А.Н.Леонтьев по материалам авторов и с использованием материалов А.А. Белова с соавторами, 1963 г.)

1 — поздние мелкозернистые лейкограниты (а) с их дифференциатами — пегматитами, альбититами, силекситами (б); 2 — среднезернистые рибекитовые граниты главной фазы (а) с их эндоконтактными пегматитами (б); 3 — ранние рибекитовые микрограниты (дервичная корка застывания (а) и дайкообразные тела (б)); 4 — дайки предгранитовых щелочных гранит-порфиров (а), граниты и гранит-порфиры неясного возрастного положения (б); 5 — субщелочные мелкозернистые порфировидные биотитовые лейкограниты; 6 — нерасчлененные биотитовые граниты плутона Акжайляу; 7 — средне- и крупнозернистые сиенитогранодиориты; 8 — песчано-алевролитовая толща (а) и ее останцы в кровле интрузива (б); 9 — фенитизированные вмещающие породы интрузива; 10 — морфоструктурные элементы, подчеркивающие концентрическую структуру куполов; 11 — разломы (в том числе дешифрируемые под рыхлыми отложениями); 12 — рыхлые отложения.



эндоконтактных зон, останцов, жил, апофиз и морфоструктурных элементов, падения крутых контактов от интрузива, что скорее всего указывает на штокообразную форму верхней части интрузива. Каждый из куполов связан со своими приразломными дайками и прорывает их. Судя по расположению в пространстве апофиз гранитов главной фазы и поздних лейкогранитов, фронтальные окончания интрузии на различных этапах ее становления были ориентированы к северо-востоку и рассекали под прямым углом сланцеватость вмещающих пород. Кроме того, они способствовали дополнительному смятию вмещающих пород и производили их фенитизацию.

Эспинский интрузив имеет сложное строение, обусловленное присутствием разнообразных внутрикамерных фаз и фациальных разновидностей пород. Вместе с тем процессы ассимиляции в нем не проявлены, химический состав главных разновидностей достаточно стабилен и отвечает щелочным гранитам с высоким содержанием щелочей (около 9%—9,8%). В северо-восточных контактах обоих куполов проявлена фенитизация вмещающих песчаников и алевролитов в полосе до 20 м. Северо-восточный участок Малого купола представляет рудоносную часть интрузива, где проявлена редкометальная цирконий-ниобий-редкоземельная минерализация непромышленного значения.

В составе Эспинского интрузива выделены ранние микрограниты, слагающие внешнюю корку охлаждения и отдельные дайки, крупно- и среднезернистые и пегматоидные граниты главной фазы, слагающие основной объем Большого и Малого купола, поздние дополнительные лейкограниты и их рудоносные и в том числе жильные дифференци-

Таблица 1

Абсолютный возраст щелочных и лейкократовых гранитов Акжай

Номер пробы	Место взятия	Минерал
670 <sup>а</sup> 670 <sup>б</sup>	Пегматиты в крупнозернистых лейкократовых гранитах главной дуги Акжайляу	Биотит Калишпат
674 <sup>а</sup> 674 <sup>б</sup>	То же "	Биотит Калишпат
775	Среднезернистый щелочной гранит главной фазы Большого Эспе	Рибекит
730 730 <sup>а</sup>	То же, Жаман-Сеир "	То же Валовая проба
699	Дайка щелочных гранит-порфиров, секущая среднезернистые щелочные граниты Жаман-Сеира	То же
773 <sup>д</sup>	Пегматит Малого Эспе	Рибекит

ты, жильные тела мелкозернистых гранитов. Граниты корки охлаждения, главной фазы и жильные мезократовые граниты имеют между собой рвущие интрузивные взаимоотношения, которые позволяют надежно определить последовательность их образования. Возрастное положение поздних лейкогранитов определено относительно гранитов главной фазы, которые они прорывают, соотношения же их с жильными мезократовыми гранитами отсутствуют из-за их пространственной разобщенности. В возрастном ряду они условно помещены ранее жильных мезократовых гранитов.

Выявленная структура возрастного ряда не является ординарной и отличается от более обычной присутствием комагматичных предграницовых даек щелочных гранит-порфиров и ранней корки охлаждения, другой особенностью интрузива является его латеральная зональность, выраженная в смене высокотемпературных моношатовых гранитов более низкотемпературными и, наконец, пегматоидными в направлении от юго-западных к северо-восточным участкам Большого и Малого куполов.

### Радиологическая характеристика возраста

Общие абсолютные и относительные возрастные рамки для гранитов и оруденения уточняются Е.В.Негрей с помощью новых определений абсолютного возраста из щелочных гранитов Эспе, Жаман-Сеира и биотитов из лейкократовых (аляскитовых) гранитов плутона Акжай-

ля-Эспинского узла

Калий, %	радиогенного аргона нг/г	$\frac{40\text{Ar}_{\text{рад}}}{40\text{Ar}_{\text{общ}}}$	Возраст млн. лет
7,61 $\pm$ 0,06	169 $\pm$ 3,0	78;85	304 $\pm$ 9
8,33 $\pm$ 0,07	161 $\pm$ 2,5	61;82	266 $\pm$ 8
7,28 $\pm$ 0,06	156 $\pm$ 2,5	76;79	292 $\pm$ 9
8,01 $\pm$ 0,06	154 $\pm$ 2,5	85;91	264 $\pm$ 8
1,25 $\pm$ 0,03	26,2 $\pm$ 0,5	50;55	286 $\pm$ 13
0,90 $\pm$ 0,02	18,8 $\pm$ 0,6	38;44	286 $\pm$ 14
3,40 $\pm$ 0,04	58,5 $\pm$ 1,5	61;65	238 $\pm$ 10
3,43 $\pm$ 0,04	63,6 $\pm$ 1,5	45;74	255 $\pm$ 10
1,33 $\pm$ 0,03	27,6 $\pm$ 0,5	44; 47	282 $\pm$ 13

ляу (табл. 1). Результаты определений показывают близкую сходимость возраста щелочных гранитов всех трех участков — 286, 284, 286 млн. лет, что по шкале 1964 г. соответствует нижней перми. Абсолютный возраст, определенный из тех же проб по калиевому полювому шпату и по породе, представляется омоложенным. Возраст лейкогранитов интрузива Акжайляу по пегматитам из северного эндоконтакта составляет по биотиту 304–298 млн. лет, что соответствует верхнему карбону. Возрастные даты, полученные по калишпатам (266–64 млн. лет) также представляются омоложенными. Из этих данных видно, что щелочные граниты имеют более молодые значения возраста, чем лейкократовые граниты вне зависимости от того, по какому минералу выполнено определение. Полученные результаты согласуются с представлениями о наиболее позднем в Чингиз–Тарбагатае возрасте керегетас–эспинского комплекса [4, 9] и заставляют сомневаться в справедливости представлений П. В. Ермолова и других [2] по этому же вопросу.

### Геологические соотношения и состав пород

Микрограниты ранней корки охлаждения. Этот тип пород является наиболее ранним, если не считать ксенолитов даек щелочных гранит–порфиров. Микрограниты слагают ряд плоских останцов уцелевшей от эрозии зоны эндоконтактов обоих куполов и некоторые дайкообразные тела и блоки. Мощность корки от нескольких дециметров в западном крутом контакте Большого Эспе до нескольких десятков метров — в малом. Типичны темно–серые плотные микрограниты, нередко с директивной текстурой параллельно контакту. В восточной части Малого Эспе в них установлены темные полосы и линзовидные ксенолиты сланцев, имеющих падение 10–80° к центру купола. Здесь же в микрогранитах встречаются обломки полосчатых фенитов размеров до 20 см в поперечнике (рис. 4). Севернее вдоль линии контакта количество и размеры ксенолитов фенитов увеличиваются, однако, местами микрограниты контактируют непосредственно с черными, почти неизменными сланцами. В направлении к северо–восточной апофизе купола, у контакта с вмещающими породами наблюдается образование особенно тонкозернистой разновидности микрогранитов, обогащенной флюоритом в полосе шириной 1–3 м. Около устьевых частей апофиз интрузива микрограниты рассечены крутыми жилами пегматитов с альбититовыми зальбандами, а гипсометрически выше у самой кровли — мощной пологой пегматитовой залежью.

Внутренние контакты корки охлаждения с гранитами главной фазы четкие спайные; под коркой охлаждения со стороны гранитов главной фазы расположена пегматитовая зона, местами обогащенная рибекитом, постепенно переходящая к среднезернистым гранитам. Контакты корки охлаждения с фаціальными пегматитами главной фазы, резкие, но в отдельных участках линия контакта нечеткая ввиду замещения микрогранитов метакристаллами микроклина. В микрогранитах выше пегматита довольно много пегматоидных зон неправильной формы,

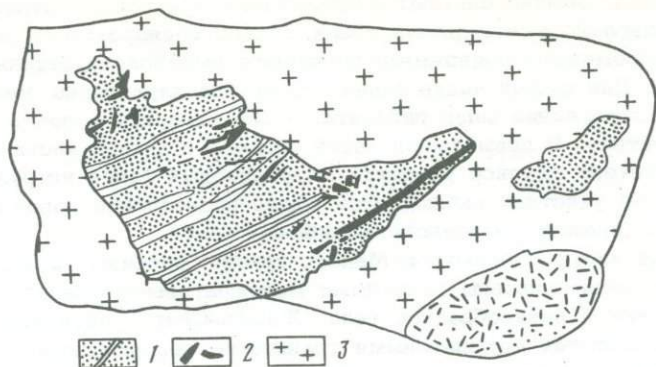


Рис. 4. Ксенолиты фенитов (1) с метакристаллами эгирина (2) в микрогранитах корки охлаждения (3). Юго-восток Малого Эспе. Рисунок в 1/3 нат. вся.

гнезд кварца и полос альбита. В пегматите присутствуют останцы корки в виде линз, пластин и полос непостоянной мощности.

Корка охлаждения сложена следующими минералами (в %): альбитом - 15, кали-натриевым полевым шпатом - 48, кварцем - 28, рибекитом - 7<sup>1</sup>. Кварц присутствует в виде вкрапленников неправильной формы размером 3-4 мм, погруженных в мелкозернистый базис, состоящий из табличек решетчатого микроклина - пертита размером 1,5-0,5 мм, лейстового альбита - 2-1,5 мм, короткопризматического рибекита. Довольно часто в породе присутствует эгирин, который замещает рибекит. Циркон развивается метасоматически по базису породы, образуя футлярообразные кристаллы. Структура пород гранитовая, гипидиоморфнозернистая, слабо порфиroidная. Кристаллизация одноэтапная, что, вероятно, связано с быстрым понижением температуры в областях контактов с вмещающими породами и повышением вязкости расплава с частичной потерей летучих у контакта.

Граниты главной фазы слагают большую часть выходов Большого и Малого куполов и уходят на глубину. В рельефе они образуют относительно невысокие сопки, приподнятые над русловой частью на 50-100 м. Центральная часть Большого Эспе отличается пониженным рельефом, а западная-бортовая обрамляет впадину центра в виде системы приподнятых скалистых сопок. Граниты средне- и крупнозернистые, равномернозернистые или слабо порфиroidные, светло-серого цвета с массивной либо директивной текстурой, обусловленной ориентированным расположением призматических кристаллов рибекита и его шпир. В гранитах встречаются единичные крупные до 1-2 м ксенолиты ранних щелочных даек гранит-порфиров (северо-восток и юго-запад Большого Эспе). В северной части Большого купола от интрузива во вмещающие породы отходят протяженные апофизы, мощностью до 3-4 м, сложенные пегматоидными гранитами; менее мощ-

<sup>1</sup> Здесь и далее даны средние содержания.

ные апофизы обычно слагают аплитовидные граниты. В целом породы имеют довольно выдержанный облик. Макронеоднородность заключается в переменном содержании щелочного амфибола в отдельных участках. Для южной части Большого купола характерно довольно высокое содержание шпир рибекита, а для северной — почти полное их отсутствие. В повышенной части рельефа в южной части Большого Эспе отмечено широкое развитие миаролитовых фаций интрузива. В этих же участках наблюдается общее осветление пород и пониженное содержание щелочного амфибола.

Южные части Большого и Малого купола, апофизы западной части Большого Эспе сложены типичными моношпатовыми гранитами, которые слагают и дайкообразное тело Жаман-Сеир. Постепенно к северу они сменяются двушпатовыми гранитами, содержащими альбит и микроклин, представляя, таким образом, две фациальные разновидности гранитов главной фазы. Проследить на местности их переход практически невозможно; он устанавливается только при изучении шлифов. Рассмотрим отдельно моношпатовые и двушпатовые разновидности.

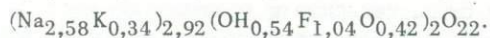
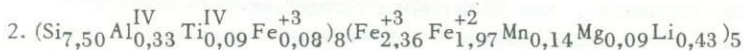
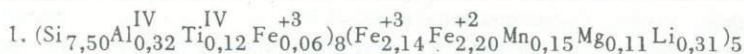
Моношпатовые разновидности представлены среднезернистыми светлосерыми гранитами с массивной текстурой и незначительной степенью катаклаза. Породы сложены кали-натриевым полевым шпатом — 60–65%, кварцем — 35–30, щелочным амфиболом — 2–6%. Из второстепенных минералов присутствует высокожелезистый биотит, циркон, эльпидит. Кали-натриевый полевой шпат образует таблички размером 5–3 мм без микроклиновой решетки с высоким содержанием (40–50%) пертитов распада. Количество альбитового компонента по данным химического анализа (табл. 2) составляет 47%. Кварц присутствует в виде неправильных зерен размером 5–3 мм. Щелочной амфибол дает длиннопризматические кристаллы с отношением длины к ширине 3:2, 2:1. По данным химического анализа (см. табл. 2) щелочной амфибол не содержит кальция, относится к натриевым разновидностям с содержанием натрия в формульной единице 2,51. По значению величины  $X+A$ , равной 2,55, он должен быть определен как рибекит-арфведсонит по классификации [6]. Для щелочного амфибола характерно высокое содержание фтора (2,2%) и окиси лития (0,49%) и низкое — воды. Степень окисленности железа высокая ( $f = 32\%$ ).

В апофизах моношпатовые граниты приобретают порфирированную структуру, обусловленную присутствием второй структурной группы минералов, сложенной теми же моношпатовыми гранитами, но имеющими меньший размер зерен до 1,0–0,5 — 0,2 мм. В этом случае удается наблюдать дорастание раннего кварца в момент кристаллизации второй структурной группы и захват минералов последней краевыми частями кварца. Щелочной амфибол кристаллизовался на конечном этапе. Кристаллы его приурочены к промежуткам ранних минералов. В случае присутствия в породах второй структурной группы минералов, щелочной амфибол развивается по мелкозернистому базису породы и его захватывает. Одной из особенностей структуры породы является цепочечное распределение зерен кварца и синнезис калишпата.

Таблица 2

Химический состав (в вес.%) и структурные формулы рибекит-федсонита

Окислы	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	47,95	47,87	65,82
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,77	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,75	1,78	18,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,70	20,71	0,52
FeO	17,56	15,08	Не обн.
MnO	1,12	1,09	"
MgO	0,49	0,41	0,44
CaO	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Na <sub>2</sub> O	8,31	8,48	5,08
K <sub>2</sub> O	1,21	1,72	8,63
H <sub>2</sub> O	0,42	0,54	0,21
F	2,20	2,11	Не обн.
SrO	0,0015	0,003	Не опр.
BaO	0,011	0,015	"
Li <sub>2</sub> O	0,49	0,68	0,0014
Rb <sub>2</sub> O	0,003	0,003	0,060
Cs <sub>2</sub> O	0,0006	0,0006	0,0003
Zr	0,03	0,03	Не опр.
Сумма	101,116	101,26	-
F~0	0,92	0,89	-
Сумма общая	100,20	100,37	99,61



Примечание. 1 - моношпатовые граниты главной фазы, Жаман-Сеир; 2 - двушпатовые граниты главной фазы, Большой Эспе; 3 - кали-натриевый полевой шпат, Жаман-Сеир, Анализы выполнены в Центрально-химической лаборатории ИГЕМ АН СССР; аналитики: С.А.Горбачева, Л.Е.Абрамова, С.И.Вронская, Л.Ф.Карташова.

Учитывая минеральный состав породы и особенно состав калинаториевого полевого шпата, содержащего в твердом растворе высокий процент альбита, рассматриваемые граниты должны быть определены как граниты типа гиперсолвус [18] и отнесены к типичным магматическим образованиям.

Двушпатовые граниты главной фазы сложены (в %): кварцем 30–25, калишпатам 47 (без разделения на пертитовый и не пертитовый полевой шпат), альбитом 16, щелочным амфиболом 2–5. Содержание альбита в породах увеличивается с переходом от южной к северо-восточной части Большого Эспе от 1 до 9–16 и до 30% в отдельных участках.

Особенностью описываемых пород является их порфирированность, обусловленная присутствием крупных до 1–1,5 см вкрапленников калишпата и кварца и более мелкозернистого базиса (2–1 мм), состоящего из альбита, микроклина и щелочного амфибола с небольшой примесью кварца. Вкрапленники имеют зональное строение, связанное с дорастанием их в момент кристаллизации второй структурной группы минералов с образованием структур "снежного кома". Эти структуры особенно характерны для апикальной и эндоконтактной частей интрузива. Зональные вкрапленники калишпата состоят из ядра в виде хорошо оформленного кристалла с высоким содержанием пертитов распада (до 40–50%), по граням которого расположены мелкие кристаллы альбита, и внешней каймы, сложенной решетчатым микроклином, почти не содержащим пертитов распада. Такие внешние каймы составляют одну треть, а иногда две трети вкрапленника. Вкрапленники кварца состоят из ядра обычно неправильной формы, окаймленного мелкими кристаллами альбита, далее идет зона, сложенная кварцем, сменяющимся оторочкой альбита. Отложение альбита на гранях растущего кристалла кварца происходит неоднократно, в результате чего образуется несколько зон, сложенных альбитом. Внешние грани кварца иногда образуют прекрасно оформленные головки роста. Вычисление объемного содержания вкрапленников относительно базиса может быть сделано лишь весьма условно, так как минералы второй структурной группы также участвуют в их строении. Весьма приблизительно содержание вкрапленников, составляющих ядра кристаллов, может быть оценено в 20–25%.

Вторая структурная группа состоит из таблитчатого и лейстового альбита и решетчатого микроклина с весьма низким содержанием пертитов, рибекита и незначительного содержания кварца – 3–5%, тогда как содержание альбита и решетчатого микроклина колеблется от 20 до 80% при общей сумме альбита и микроклина, равной 100%. Время выделения щелочного амфибола относится к этому же этапу, так как он не установлен во включениях в ранних минералах. По данным химического анализа (см. табл. 2) он относится к натриевым разновидностям с содержанием натрия в формульной единице, равной 2,58. По величине  $X+A$ , равной 2,92, он принадлежит к ряду рибекит–арфведсонита. Для него характерно высокое содержание фтора 2,11%, окиси лития 0,68 и низкое – воды 0,54%. Степень окисленности железа высокая и составляет 52%.

Суммируя данные по гранитам главной фазы, отметим, что в породах присутствуют два минеральных парагенезиса — высокотемпературный, составляющий ядра вкрапленников, представленный сложным калий-натриевым полевым шпатом с высоким содержанием альбитового компонента и ранним кварцем и низкотемпературный — состоящий из альбита, микроклина, щелочного амфибола с небольшой примесью кварца. Несомненно, что рост ранних вкрапленников происходил из расплава, так как они образуют идиоморфные кристаллы и не содержат во включениях ни альбита, ни микроклина, ни щелочного амфибола. Температура кристаллизации калишпата была выше линии сольвуса, принимая во внимание высокое содержание альбитового компонента в твердом растворе. После закристаллизованности примерно 20–25% объема породы происходило снижение температуры расплава ниже  $660^{\circ}$  и начиналась кристаллизация низкотемпературной субсольвусной ассоциации, слагающей внешние части ранних вкрапленников и мелкозернистый базис породы. Такая последовательность кристаллизации гранитов главной фазы установлена по всей площади их выходов, она является стабильной, а структуры "снежного кома" — типичными для пород.

Поздние лейкограниты дополнительного интрузива ранее не были выделены как фаза, площади их выходов были несколько занижены, сами они расценивались в качестве метасоматически измененных пород песчано-алевролитовой толщи [1, 12] или просто метасоматитов. По данным авторов они слагают два достаточно крупных и примерно равновеликих тела ( $600 \times 400$  м), множество жил вокруг них и апофиз в северной и восточной частях Малого купола. Особый интерес к лейкогранитам продиктован существованием прямой связи их с оруденением.

В пределах Большого купола лейкограниты слагают центральное по его положению тело, окруженное концентрическими грядами в рельефе, сложенными гранитами главной фазы. Цвет пород от светло-серого до белого, структура мелкозернистая порфириовидная, в породе хорошо различимы зерна и линзочки кварца и тонкоиглочатого щелочного амфибола. Текстура пород слабо гнейсовидная. Характерна тонкоплитчатая отдельность. Форма тела штокообразная с крутыми северными и западными контактами, подчеркнутыми глубокими руслами. Южный контакт со средними углами падения под граниты главной фазы. В этом участке вдоль линии контакта в лейкогранитах расположены линзы и шпирь щелочного амфибола, размером  $10 \times 15$  см, ориентированные по азимуту  $280^{\circ}$  с падением на юг под углом  $30^{\circ}$ , а так же ксенолиты гранитов главной фазы размером  $20 \times 30$  см. Для фации эндоконтакта лейкогранитов характерно уплотнение зернистости пород с образованием синевато-серой зоны закалки мощностью до 40 см (рис. 5). В апикальных фациях тела, фиксируемых темно-серой зоной закалки, под ней расположены тела фациальных пегматитов, размером до 2 м с крупными кристаллами микроклина, кварца и щелочного амфибола. В пегматитах присутствуют ксенолиты корки пластинчатой формы, шириной около 5 см, которые

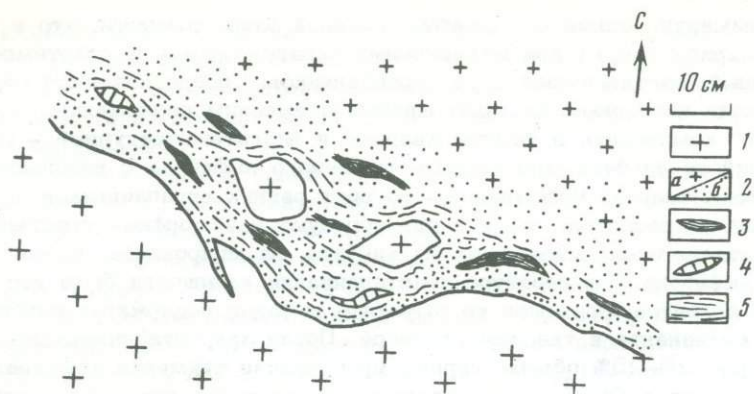


Рис. 5. Деталь строения контакта дополнительного интрузива и гранитов главной фазы, интрузив Большой Эспе

1 - граниты главной фазы; 2 - граниты дополнительного интрузива; а - мелкозернистые, б - плотные мелкозернистые зоны закалки; 3 - шпильеры рибекита; 4 - пегматоидные обособления; 5 - направление директивных текстур

разъедаются и корродируются пегматитом. Кроме пегматитов, в теле дополнительного интрузива не установлено каких-либо жильных пород.

Лейкограниты сложены кварцем (20-25%), калишпатом (54%), альбитом (16%), щелочным амфиболом (2-4%). В породах четко выделяются вкрапленники (около 57% объема породы) и мелкозернистый базис. Размеры вкрапленников 7-5 мм, основной массы - 2-0,5 мм. Калишпат вкрапленников содержит около 25-35% пертитов. В основной массе содержание альбита составляет 16%, микроклина с низким содержанием пертита 25%, рибекита 2%. Ко второй структурной группе относятся также эгирины, замещающий рибекит, и циркон, развивающийся метасоматически по базису породы. В фации эндоконтакта сохраняются все признаки структуры и состава главной фазы тела, но резко уменьшается размерность мелкозернистого базиса породы. Одной из наиболее интересных особенностей микроструктур лейкогранитов является различная форма вкрапленников кварца. Кроме обычных неправильных зерен размером 5-7 мм в поперечнике и интенсивно катаклазированных, кварц образует линзы, очки и скопления отдельных зерен по 5-15 индивидов совместно, не несущих каких-либо видимых признаков катаклаза и деформации, причем зерна кварца различаются ориентировкой. Такие линзочки и очки кварца ориентированы согласно с общей гнейсовидностью породы и отчетливо оттекаются мелкозернистым базисом породы. Граница таких линз и очков кварца с минералами базиса четкая, без признаков коррозии и замещения. Наиболее вероятными представляется объяснение генезиса таких кварцевых линз ликвидационными явлениями, происходящими в частично закристаллизованном расплаве после окончания тектони-

ческих подвижек в раме, либо перекристаллизацией под воздействием летучих компонентов магмы.

В Малом куполе тело поздних лейкогранитов примыкает к его северо-восточному контакту, где граничит непосредственно с фенитами мощного экзоконтактового ореола и непрерывно переходит в породы внешних радиальных апофиз. Здесь лейкограниты прорывают граниты главной фазы и микрограниты ранней корки остывания, содержат в своей верхней части плоские останцы ороговикованных и слабо фенитизированных алевролитов и цементируют оскольчатую, местами повернутую брекчию последних. Перечисленные вмещающие породы насыщены жильными апофизами данного тела, состав которых аналогичен составу верхней пегматитовой оторочки лейкогранитов. Последняя представляет собой двух- и трехслойный кварц-полевошпатовый минерализованный пегматит-штокшайдер мощностью 0,1-1,5 м. Пегматитовая оторочка развита повсеместно, а только в участках куполовидных выступов интрузива Малый Эспе и в крыльях антиформных выступов кровли. Центральная часть той же зоны рудоносного участка, где в большом количестве развиты ксенолиты и останцы песчаников и алевролитов и, вероятно, представляющая провес кровли, практически лишена пегматитов. Даже при близгоризонтальном залегании кровли в верхней эндоконтактовой оторочке мощностью 20-50 см лейкограниты мелко-зернисты в особенности там, где цементируют эруптивную брекчию сланцев. Обычный же вид лейкогранитов эндоконтакта наиболее глубоко вскрытых участков тела розово-белый неравномернозернистые с округлыми зернами кварца. Постоянным отличительным признаком их является порфирированность структуры за счет "конгломератовидных" и линзовидных ранних выделений кварца, погруженных в мелкозернистый базис, сложенный решетчатым микроклином и пластинчатым альбитом (до 30% объема породы). Очень высоки (до 7% и выше) и неравномерны содержания тонкодисперсных аксессуарных минералов, главным образом циркона.

Другая менее крупная (70×15 м) залежь лейкогранитов находится в восточной части купола, где пересекает контакт гранитов главной фазы и микрогранитов. В последних имеется также довольно густая сеть пегматитовых жил близширотного простираения с углами падения 10-90°, нередко более чем на половину состоящих из гнездовидного кварца и пластинчатого альбита. Сложные северо-восточные апофизы Малого купола сложены жилами и линзами аплитовидных гранитов, выполняющих замковые полости складок, послонные или секущие сланцеватость вмещающих фенитизированных пород, а также крупнозернистыми эгирин-микроклиновыми пегматитами и гранитами с гнездами существенно апатитовой породы. Жильные апофизы обладают признаками избирательного воздействия на вмещающие породы - производят дополнительную рибекитизацию розовых афанитовых фенитов и фенитизацию ороговикованных алевролитов в составе эруптивных брекчий (рис. 6).

Заканчивая описание поздних лейкогранитов, необходимо сделать следующие замечания, затрагивающие генезис наиболее богато минера-

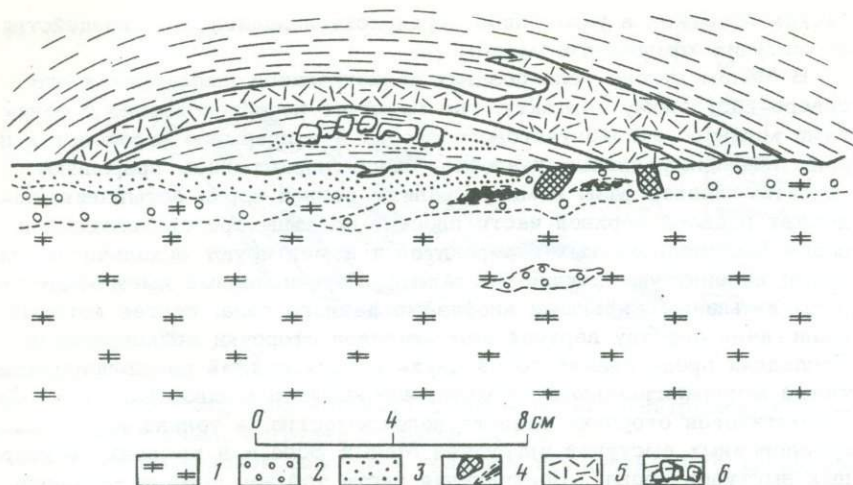


Рис. 6. Жильный лейкократовый гранит с аплитовидной оторочкой, содержащей кварц, рибекит и микроклин, сетчатый алевролит с избирательно фенитизированным прослоем; юго-восточная апофиза Малого Эспе (зарисовка обнажения)

1 - жильный щелочной лейкогранит; 2 - участки гранита, обогащенные кварцем; 3 - участки гранита, обогащенные тонкозернистым альбитом; 4 - фенокристы и миаролы микроклина; 5 - розовый фенит существенно альбитового состава; 6 - рассланцованный алевролит с футлярообразными псевдометаморфозами по титанистому минералу

лизованных участков северо-восточной части Малого Эспе. Пегматиты данного участка, специфичные по составу и облику, представляют собой штокшайдер поздних лейкогранитов. Их особенность - светлый за счет отсутствия рибекита облик и чрезвычайная текстурная неоднородность за счет развития сегрегационных текстур, гнезд кварца и микроклина, участков и приальбандных зон пластинчатого альбитита; присутствие аксессуарного астрофиллита, гагаринита, циркона, фергусонита и пр.

В интрузивах Большой и Малый Эспе выделяются несколько видов жил; к ним относятся пегматитовые жилы, мелкозернистые мезократовые и лейкократовые граниты. Пегматиты - обычно кварц-микроклинитовые с кристаллами рибекита и эгирина, с примесью астрофиллита, находятся в парагенезисе с белым мелкозернистым альбитом или аплитовидным гранитом, которые образуют оторочки, перемежающиеся полосы и гнезда. Вместе они образуют жилы, линзовидные раздувы и штокверковые зоны, протягивающиеся на десятки метров. Другому типу жил - серым мелкозернистым гранитам - более свойственен выдержанный состав, плитообразная форма залегания, небольшая мощность от 10 см до 1,5 м. Директивная текстура в них местами ориентирована под прямым углом к директивной текстуре гранитов

главной фазы и ее срезает. Этот тип жил распространен в южной части Большого Эспе, тогда как на севере его большим развитием пользуются светлые розовые мелкозернистые граниты с высоким содержанием альбита до 30-40%.

Заканчивая рассмотрение минерального состава и структур щелочных гранитов Эспинского интрузива, отметим главные моменты. В составе пород массива установлены моношпатовые граниты, относящиеся к типичным маловодным гиперсольвусным гранитам (граниты главной фазы). Эта высокотемпературная ассоциация минералов является сквозной во всех породах возрастного ряда, включая и некоторые дайки жильных гранитов. Объемное ее содержание убывает в гранитах поздних фаз. Присутствие двух структурных групп минералов в породах и повышение роли второй структурной группы в поздних фазах свидетельствует о смене высокотемпературной минеральной ассоциации низкотемпературной, типично субсольвусной. Основной причиной, приводящей к этому, является повышение концентрации легколетучих компонентов — фтора, лития, фосфора в остаточных расплавах. Подтверждение этого — присутствие флюорита, апатита, литий-фтористого щелочного амфибола исключительно во второй структурной группе минералов, а также крайне высокое содержание фтора и лития в породах дополнительного интрузива и жильных гранитах (ан. 937, 930, см. табл. 3). В связи с этим нет оснований рассматривать присутствие в породах альбита и микроклина в связи только с наложенными процессами альбитизации и микроклинизации.

Микроструктуры щелочных гранитов достаточно разнообразны, они имеют магматическое происхождение, причем породам каждой фазы соответствует свой особый структурный рисунок. Аплитовидная структура характерна для пород ранней, ускоренной кристаллизации (ранняя корка охлаждения), гранитовая — для моношпатовых гранитов главной фазы. Порфиroidные структуры двушпатовых гранитов главной фазы, дополнительного интрузива и жильных гранитов в общем случае обусловлены присутствием в составе пород ранних более высокотемпературных вкрапленников кали-натриевого полевого шпата и кварца и поздней мелкозернистой второй структурной группы. Образование структур "снежного кома" связано с результатом dorастания вкрапленников в момент начала кристаллизации второй структурной группы. Последовательность кристаллизации пород подчиняется одной и той же устойчивой закономерности — выделению на раннем этапе большей части кварца и высокотемпературного кали-натриевого полевого шпата. Именно этим объясняется граносиенитовый состав мелкозернистого базиса и химический состав дополнительного интрузива, в котором установлено понижение доли кремнезема по сравнению с гранитами главной фазы. Раннее выпадение кварца из расплава может быть связано с высокой активностью фтора, как это полагают Д.С.Коржинский, Л.Н.Когарко, И.Д.Рябчиков и др. Таким образом, при кристаллизации пород Эспинского интрузива отчетливо проявлена апатитовая тенденция кристаллизации, что еще подчеркивается поздним выделением щелочного амфибола. Принимая во внимание, что в соста-

в щелочных гранитов практически отсутствует магнетит, а рибекит ассоциирует с высокожелезистым биотитом, парциальное давление кислорода в расплаве было довольно низким. Так как состав щелочного амфибола отвечает рибекит-арфведсониту, который на позднем этапе замещается эгирином, щелочные граниты Эспинских куполов могут быть отнесены к низкотемпературной фации щелочных гранитов (имеется в виду поздняя структурная группа минералов, классификация щелочности по В.И.Коваленко и др. [5]).

### ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ИНТРУЗИВА

По геохимической специфике и минеральному составу Эспинский интрузив относится к типу редкометальных щелочных гранитов, к настоящему времени достаточно полно изученных во многих регионах мира. Этому типу интрузивов соответствует совершенно определенная петрохимическая характеристика, заключающаяся в принадлежности к агпаитовому ряду пород, преобладанию натрия над калием, низкому содержанию кальция, присутствию в нормативном составе акмита и (или) метасиликата натрия.

В ряду редкометальных щелочных гранитов (Нигерия, Тува, Монголия, Гренландия и др.) Эспинский интрузив, судя по ранее опубликованным данным [1, 12], представляет исключение. Граниты его относили к плюмазитовому ряду с преобладанием глинозема над суммой щелочей, с относительно низким коэффициентом агпаитности, равным 0,92, при преобладании калия над натрием в металлах. Концентрации кальция составили 0,64%, а магния - 0,32% (табл. 3, ан. 1). В нормативном составе пород рассчитывался анортит и избыточный глинозем ("с"), но отсутствовал акмит. Вместе с тем типоморфными минералами пород являются щелочные амфиболы и пироксен (эгирин), в составе пород отсутствует сфен, а состав плагиоклаза отвечает альбиту первых номеров. Характерными в составе акцессорных минералов являются соединения натрия с фтором, редкими землями и цирконием: гагаринит, эльпидит, криолит. Таким образом, минеральный состав пород расходится с химическим составом, на что в свое время обратил внимание Д.И.Минеев [12], поставив вопрос о необходимости выявления причин, приводящих к кристаллизации щелочных минералов в неагпаитовых по составу породах. Уточнение этого вопроса особенно важно при признании магматического, а не метасоматического генезиса интрузива. С этой целью Е.В.Негрей были отображены и заново проанализированы основные типы пород, слагающие массив. Анализы выполнены в Центрально-химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитик Е.М.Нактинас, щелочи определены С.И.Вронской. При анализе внимание было обращено на определения в породах кальция и магния, в связи с чем классический метод определения этих металлов дублировался более точным атомно-адсорбционным (см. табл. 3).

Сопоставление ан. 1 (см. табл. 3) с полученными нами данными показывает их существенное различие в отношении содержания окис-

Рис. 7. Направленность в изменении химического состава пород интрузива (описание проб см. в табл. 3)

лов кальция, магния, глинозема, кремнезема и особенно натрия. По данным новых химических определений щелочные граниты Эспинского интрузива имеют следующую характеристику. Все разновидности пород относятся к щелочному ряду с коэффициентом агапнитности большим 1. Сумма щелочей составляет 8,75–9,85% при отчетливом преобладании в металлах натрия над калием ( $Na/K = 1,12–1,49$ ).

Исключение представляют зоны охлаждения гранитов главной фазы (ан. 914<sup>б</sup>) и дополнительного интрузива (ан. 937), где содержание калия выше натрия. Самые низкие содержания щелочей, равные 9%, установлены в моношпатовых гранитах, самые высокие – в гранитах дополнительного интрузива и жильных гранитах (9,5–9,85%), для дополнительного интрузива характерны также и наиболее высокие содержания окиси натрия, равные 6%. Коэффициент агапнитности пород имеет почти постоянную величину во всех разновидностях пород – 1,0–1,10. Возрастание или убывание суммы щелочей компенсируется таким же поведением глинозема, что подчеркивает связь этих окислов в составе полевых шпатов. Для пород характерны низкие содержания магния (сотые доли процента) и кальция (0,2–0,03%). Общая железистость пород высокая и составляет 85–100%. Концентрации фтора в породах 0,16–0,80%, что превышает кларк в два–три раза. Содержания редких щелочей – рубидия в большей части проб выше кларка в два–три раза, и лития – в три–пять раз. Величина  $K/Rb$  отношения низкая и изменяется от 96 до 49. В нормативном составе пород присутствуют акмит – 1,39–5,8%, ферросилит – 0,39–2,99%, ильменит – 0,15–0,3%, флюорит – 1,19–0,4%, в отдельных анализах магнетит – 0,2–2,25%, форстерит – 0,2–0,5%. Избыточный глинозем и анортит отсутствуют.

Оценить основное направление эволюции химического состава пород при становлении интрузива можно, сопоставив ведущие фазы интрузива – моношпатовые и двуполевошпатовые граниты главной фазы и граниты дополнительного интрузива. В этом ряду наблюдается отчетливое уменьшение содержаний кремнезема и соответствующее увеличение натрия и глинозема, а также редких щелочей и фтора (рис. 7).

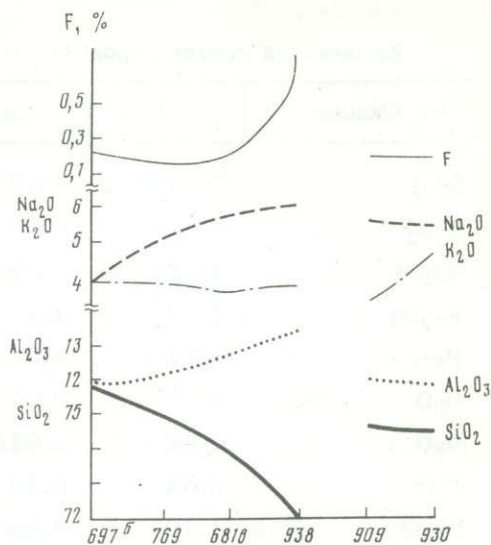


Таблица 3

Химический состав пород (в вес.%)

Окислы	1	697 <sup>б</sup>	769	681 <sup>в</sup>
SiO <sub>2</sub>	74,29	75,73	75,03	73,89
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,07	0,12	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,82	11,90	12,19	12,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,79	1,11	2,22	1,64
FeO	0,71	1,53	0,99	1,28
MnO	0,03	0,04	0,06	0,06
MgO	0,32	0,012	0,0097	0,18
CaO	0,64	0,11	0,034	0,045
Na <sub>2</sub> O	4,40	4,99	5,17	5,90
K <sub>2</sub> O	4,10	3,96	3,94	3,64
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	-	-	-	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,52	0,26	0,18	0,21
CO <sub>2</sub>	He опр.	0,0	0,26	0,35
F	0,45	0,24	0,16	0,19
Li <sub>2</sub> O	0,032	0,028	0,043	0,039
Rb <sub>2</sub> O	0,078	0,030	0,046	0,035
Cs <sub>2</sub> O	He опр.	0,0002	0,0003	0,0002
F ~ O	0,19	0,10	0,07	0,08
Сумма	100,02	99,91	100,38	100,30
K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O	8,50	8,95	9,11	9,54
$\frac{K + Na}{Al}$	0,92	1,05	1,03	1,05
$\frac{Fe^{+2} + Fe^{+3}}{Fe + Mg}$	75	100	100	85
$\frac{Fe^{+3}}{Fe^{+2} + Fe^{+3}}$	52	25	50	36
Rb/Li	4,8	2,12	2,12	1,78
K/Rb	47	120	78	96
Na/K	0,96	1,12	1,19	1,45

	938	937	930	909 <sup>б</sup>	743	914 <sup>б</sup>
	72,04	73,66	74,50	74,74	74,04	76,31
	0,12	0,12	0,03	0,12	0,17	0,11
	13,44	12,14	11,82	12,02	11,74	11,29
	2,05	1,57	1,43	1,49	1,90	1,71
	0,91	1,19	1,59	1,70	1,62	1,00
	0,08	0,09	0,07	0,07	0,12	0,07
	0,076	0,08	0,12	0,023	0,008	0,025
	0,17	0,22	0,05	0,036	0,022	0,032
	6,04	4,86	4,91	5,56	5,33	4,06
	3,74	4,99	4,60	3,33	3,87	4,69
	-	0,04	0,10	0,04	0,04	0,06
	0,26	0,10	0,10	0,10	0,12	0,20
	0,0	0,00	0,21	0,11	0,36	0,00
	0,80	0,40	0,19	0,19	0,25	0,22
	0,064	0,060	0,064	0,049	0,097	0,064
	0,064	0,092	0,049	0,045	0,046	0,071
	0,0006	0,0006	0,0003	0,0004	0,0007	0,0002
	0,33	0,16	0,08	0,07	0,10	0,09
	99,52	99,45	99,75	99,52	99,63	99,82
	9,78	9,85	9,51	8,89	9,20	8,75
	1,04	1,10	1,10	1,06	1,09	1,04
	100	92	94	100	100	100
	50	40	29	27	35	44
	1,98	3,03	1,52	1,82	0,94	2,20
	53	49	86	67	77	60
	1,44	0,87	1,14	1,49	1,22	0,77

Таблица 3 (окончание)

Примечания: 1 - средний химический состав гранитов Эспинского интрузива по данным (1,12); 697<sup>б</sup> - среднекрупнозернистые моношпатовые аляскитовые граниты главной фазы участка Жаман-Сеир; 769 - то же южной части Малого Эспе; 681<sup>в</sup> - среднезернистые двушпатовые граниты главной фазы центральной части Большого Эспе; 938 - мелкозернистые граниты дополнительного интрузива центрального тела Большого Эспе, главная фация; 937 - то же, краевая фация; 930 - мезократовые жильные граниты Большого Эспе; 909<sup>б</sup> - то же, Малого Эспе; 743 - микрограниты корки охлаждения западной части Большого Эспе; 914<sup>б</sup> - то же, Малого Эспе.

В нормативном составе пород эти изменения выражаются в увеличении содержания альбита от 35 до 48% и уменьшении кварца от 35 до 23 и ортоклаза от 23 до 21%. Изменение химического состава прямо коррелируется с соответствующим изменением минерального состава и последовательностью кристаллизации минералов: ранним выпадением кварца, последующей кристаллизацией сложного кали-натриевого полевого шпата, куда входит большая часть калия породы, и поздней кристаллизацией альбита и щелочного амфибола из остаточного расплава, обогащенного натрием.

Такова основная линия эволюции химического состава пород, которая определяется последовательным фракционированием кристаллизующихся минералов и образованием остаточного расплава, обогащенного натрием, фтором, литием и аксессуориями. Вода, очевидно, не играла существенной роли при кристаллизации пород, так как содержание ее в расплаве было невелико, если судить по низкому содержанию ее в составе пород (данные химического анализа) - 0,2-0,1% и щелочных амфиболов - 0,4-0,5%.

#### ВОЗРАСТНАЯ И ЛАТЕРАЛЬНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ИНТРУЗИВА ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Типоморфными элементами-примесями пород рассматриваемого щелочного комплекса по данным приближенно-количественных анализов являются Be, Sn; Ga, Pb, Nb, Zr, Zn, Ni, P, Y, Yb, Cu, Sc, Ta, TR, F, Li, концентрации которых превышают кларк для малокальциевых гранитов [17], а также Ba, Sr, концентрации которых ниже кларка. Такой фон содержания элементов-примесей является сквозным для пород всех фаз, участвующих в строении щелочного комплекса, включая и ранние закаленные дайки гранит-порфиров. Отсутствие в последних процессов аутометасоматической переработки дает основание связывать высокий фон редких элементов с первичной специализацией магматического расплава.

Сопоставление средних содержаний отдельных элементов в щелочных гранитах Эспинских куполов с содержаниями их в щелочных гра-

нитах Нигерии, Илимауссака и Тувы показывает их общую специализацию на редкие элементы Sn, Nb, Y, Zr, Tr и обнаруживает близость содержаний Sn, Zr с щелочными гранитами северо-восточной Тувы, Be - с молодыми гранитами Нигерии и Pb - с щелочными гранитами и граносиенитами Илимауссака. Отметим также, что для щелочных гранитов Эспинского интрузива содержания Zr превышают в три раза кларк базальтических пород, содержания Cr близки к кларку гранитов, богатых кальцием, а Ni - в два раза выше его. К кларку сиенитов близки содержания P, а Ga - в два раза выше. Одной из особенностей пород комплекса является также присутствие в отдельных образцах Ag.

В распределении элементов-примесей в породах различных фаз и фаций выявлен ряд закономерностей, главные из которых мы рассмотрим.

а) Латеральная изменчивость содержаний элементов-примесей по простиранию пояса ранних даек щелочных гранит-порфиров и вкрест простирания их тел. При общей протяженности пояса даек щелочных гранит-порфиров 26-30 км установлено отчетливое нарастание повышенных концентраций редкометалльных элементов Sn, Nb, Y, Yb, Zr, а также В, Pb, Li и убывание Ti, Cr, Co, Ni, Cu, Sr, Ba в северной части пояса относительно его южной части (рис. 8, а). В этом же направлении зафиксирована смена высокотемпературных гипертельных гранит-порфиров субгипертельными.

Разрезы, пройденные вкрест простирания плотных микрозернистых щелочных даек гранит-порфиров, имеющих симметричное строение (зоны закалок мощностью 0,6 м в обоих эндоконтактах при мощности даек 8 м) и крутое залегание, показывают зональное распределение элементов-примесей редкометалльной группы с локальным обогащением ими эндоконтактов (см. фиг. 8, б). В закаленной части дайки установлены повышенные по сравнению с центральной частью содержания Pb в девять раз, Sn - в семь, Nb - в четыре. В то же время Cu, Co, Ti, Cr, V, Sr, Ba распределены по разрезу равномерно с небольшими колебаниями. Во флюидальных дайках гранит-порфиров также установлено обогащение эндоконтактов Nb - в четыре раза, Y, Yb, Li - в три-полтора раза. Эти данные позволяют говорить о том, что концентрирование редкометалльных элементов в краевых частях даек произошло на докристаллизационном этапе и связано, по-видимому, с переносом их совместно с легколетучими компонентами, так как в краевых частях отдельных тел установлено некоторое увеличение P, В, F. Отметим также, что ранние дайки щелочных гранит-порфиров содержат более высокие концентрации как элементов редкометалльной группы, так и группы железа, Ba, Sr, чем граниты главной фазы Большого и Малого Эспе и Жаман-Сеира (см. фиг. 8, в).

б) Остаточное концентрирование в породах последовательных фаз интрузива. Исследование распределения элементов-примесей в границах последовательно формирующихся фаз проведено на примере купола Большой Эспе, где развит полный возрастной ряд интрузива: граниты

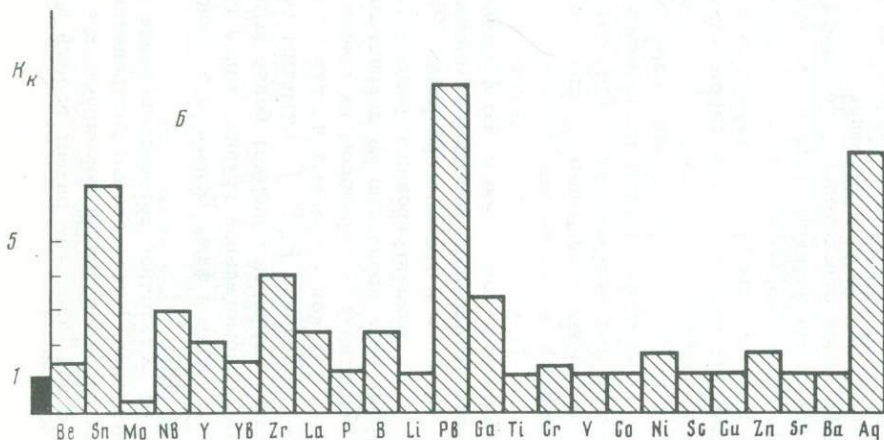
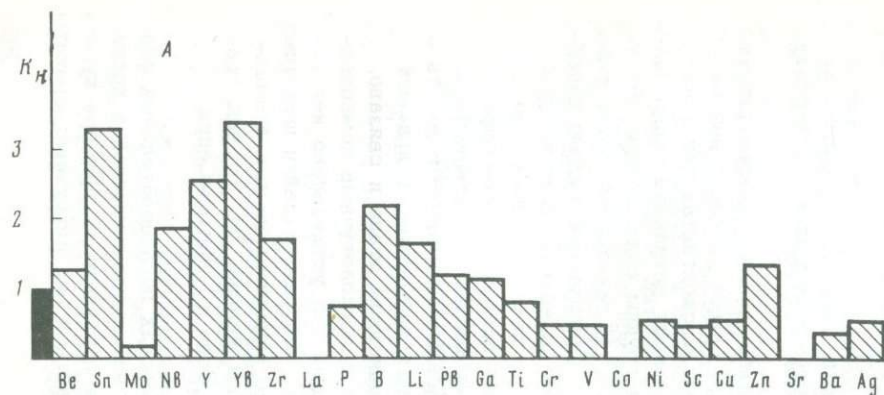
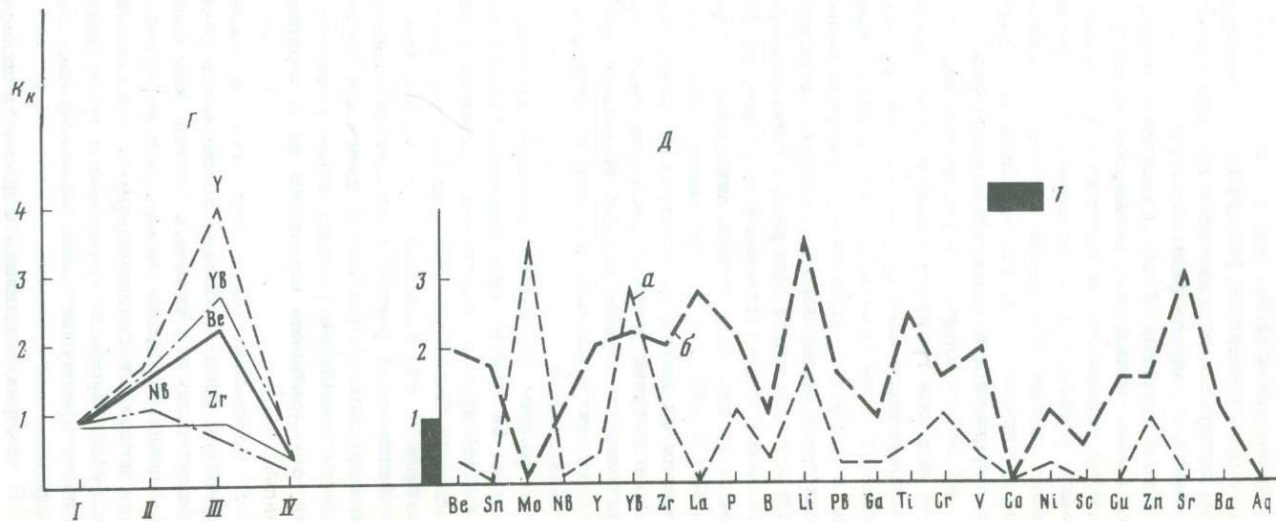
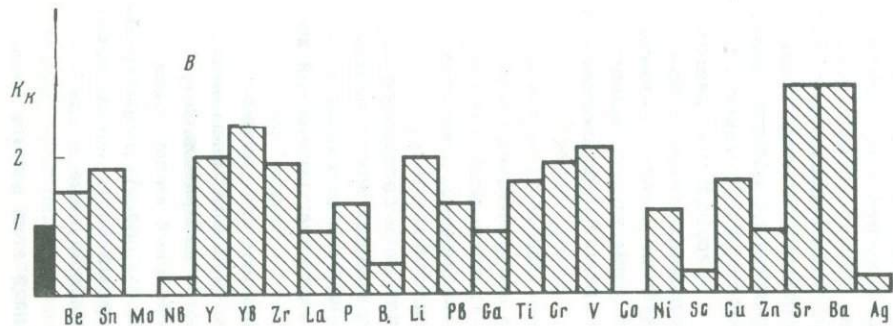


Рис. 8. Коэффициенты концентрации ( $K_K$ ) элементов-примесей

А - дайки щелочных гранит-порфиров северной части пояса относительно южной части (фон содержаний в южной части пояса принят за 1); Б - закаленная часть дайки гранит-порфира относительно центральной части (фон содержаний в центральной части дайки принят за 1); В - ранние дайки щелочных гранит-порфиров относительно гранитов главной фазы (фон в гранитах главной фазы принят за 1); Г - возрастной ряд Эспинского интрузива: I - граниты главной фазы интрузива Большой Эспе, II - граниты центрального тела дополнительного интрузива, III - жильные резко порфировидных гранитов, IV - мелкозернистые гнейсовидные жильные граниты (фон в гранитах главной фазы принят за 1); Д - фации эндоконтакта (а) и миароловые фации (б) относительно гранитов главной фазы Большого Эспе, фон которых принят за 1.



главной и дополнительной фаз и жильные мезократовые и лейкократовые граниты пологих и крутых тел. Для большей части редкометалльных элементов-примесей: Be, Sn, Y, Nb, а также Pb, Yb, B, Li установлено полутора-двукратное увеличение их концентраций в дополнительном интрузиве и в жильных гранитах пластовых тел по сравнению с гранитами главной фазы (см. рис. 8, в). В то же время в самых поздних крутопадающих дайках концентрации этих элементов понижены, возможно, вследствие дегазации, подтверждение чего мы находим в низком содержании в них флюорита, отсутствии пегматоидных обособлений, устойчивой мелкозернистой структуре породы на всем протяжении их тел. Интересно отметить также, что концентрации элементов группы Fe, Cu, Ba, Sr, Zr в них практически остаются на уровне их содержаний в гранитах главной фазы.

в) Неоднородность в распределении элементов-примесей по площадям выходов гранитов главной фазы (фации дегазации и обогащения). Распределение элементов-примесей по площадям выходов купола Большой Эспе показывает их неоднородность. В южной части интрузива, в наиболее приподнятых участках рельефа, широко развиты миаролитовые фации пород, в которых количество миарол составляет 5-10% объема пород при равномерном распределении их и отсутствии признаков гидротермальной переработки. Миаролитовые граниты резко обеднены как элементами литофильной группы: Be, Y, P, так и Pb, Cu, Ga, V, Zn, Ni, в них также отсутствуют Co, Sc, Sr, Ba (см. рис. 8, д). Видимо, их можно рассматривать как отдифференцированные с помощью летучих участки расплава, из которых были удалены летучие компоненты, осуществившие транспорт рудных элементов с дальнейшим отложением либо в эндоконтактах интрузива, либо во вмещающих породах.

К фациям обогащения редкометалльными элементами-примесями должны быть отнесены эндоконтактовые зоны интрузива, где даже в случае крутого залегания плоскости контакта (западный контакт Большого Эспе) установлено шестикратное накопление Zr, четырехкратное P, Pb, Y, Sn, Cu, Zn, V, Ba (см. рис. 8, д).

Изложенный фактический материал позволяет дать следующую его интерпретацию. В расплавах щелочных гранитов имеет место вертикальное зональное распределение редкометалльных элементов-примесей, обусловленное переносом их в верхнюю часть магматической колонны.

В перемещающемся расплаве по направлению его движения передовой фронт расплава обогащается редкометалльными элементами относительно его тыловых частей, что привело к избирательному обогащению редкими элементами северной, передовой части пояса даек щелочных гранит-порфиров, сложенных более низкотемпературными субсольвусными гранитами относительно южной части пояса, где развиты преимущественно моношпатовые гиперсольвусные гранит-порфиры.

В камерах остывания в докристаллизационный этап даже в малых объемах даек гранит-порфиров имело место перераспределение элемен-

тов-примесей редкометальной группы с концентрированием их в зонах эндоконтактов. В то же время в камере остывания интрузива получает развитие и процесс остаточного концентрирования, отвечающий этапу формирования гранитов дополнительных интрузивов и жильных и пластовых тел. Подтверждением перераспределения элементов в камере интрузива в объеме расплава являются приведенные данные о существенно дегазированных и обогащенных фациях и фазах в изученном Эспинском интрузиве. Вынос редкометальных элементов во вмещающие породы с образованием рудоносных, обогащенных фтором фенитов, и рудоносных апофиз интрузива с гнездами флюорита и апатита, подтвержден и более ранними исследованиями А.А.Беуса, Д.А.Минеева, В.А.Белова, А.А.Калаченко, но связывался представителями метасоматической школы исключительно с действием глубинных метасоматических растворов.

### МЕСТО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРОЦЕССЕ СТАНОВЛЕНИЯ ИНТРУЗИВА

Изложенные выше и опубликованные ранее материалы позволяют охарактеризовать данную проблему в региональном масштабе, в масштабе интрузива и в микромасштабе.

В Чингиз-Тарбагатайском регионе, где известны десятки проявлений щелочных гранитов керегетас-эспинского комплекса, бросается в глаза спорадичность и даже более того — уникальность проявления высоких рудных концентраций металлических и летучих компонентов в казалось бы равных условиях одинаково вскрытых и одинаково специализированных "потенциально рудоносных" интрузивов. Рассматриваемый в статье пример относится к числу именно тех, в которых аномальные (в данном случае ниобий-цирконий-редкоземельные) концентрации геохимически гармонируют со своим типом гранитов. Это важное с любой точки зрения обстоятельство может быть совмещено с представлением либо о едином специализированном источнике магм и рудного вещества, либо о вторичном наложенном с той же геохимической специализацией, характере оруденения (апогранитовая концепция). Устранение неясностей в этом вопросе, важное для выбора поисковых критериев, возможно только при детальном изучении рудоносных интрузивов, подобных Эспинскому. Тем не менее и на региональном уровне становится ясным, что интенсивное развитие внутрикамерных, главным образом гидротермальных, преобразований совсем не является правилом, но, напротив, возникает только под влиянием некоего экстраординарного фактора. Таким фактором могло явиться первичное аномальное обогащение магм типичными для них элементами. Поскольку речь идет о так называемых некогерентных элементах — ниобии, цирконии, редких землях, то естественно предположить участие глубинного флюида в формировании щелочных гранитов и пространственное совпадение высоко концентрированных флюидных потоков или порций с отдельными интрузиями, подобными Эспинской.

В масштабе интрузива или всей системы интрузивных тел (см. фиг. 1-3) положение оруденения определяется следующими существенными чертами.

1. Оруденение приурочено к северному дивергирующему тупиковому окончанию щелочногранитового дайково-интрузивного пояса (место пересечения близмеридионального и северо-западного разломов, см. рис. 1), причем интересно отметить, что оруденение связано не с корневой фацией щелочных гранитов (участок Жаман-Сеир), а с приапикальной, и не с более мелким, а с более крупным интрузивом.

2. Весьма характерно пространственное совпадение наиболее концентрированной части рудоносного участка с фронтальной (по направлению предполагаемого внедрения) гипсометрически более высокой и наиболее поздно застывшей (поздние лейкограниты) частью Малого и отчасти Большого купола (рис. 9). Вместе с менее концентрированной частью (эндоконтактная пегматитовая оторочка гранитов главной фазы) рудоносный участок может быть описан как единое бескорневое маломощное тело, форма которого повторяет двухвершинную топографию кровли щелочных гранитов и представляет как бы "рубашку" последних. Следует учитывать, что форма оруденения здесь рассеянная и руда неотделима от гранитов.

3) Повышение уровня содержаний натрия, редкоземельных и летучих компонентов и параллельное увеличение дифференцированности пород и общей доли низкотемпературных минеральных фаз происходит односторонне, ступенчато, с весьма высоким градиентом, несовместимым с любым из механизмов экстрагирования. Главная ступень в уровне содержаний и в составе редкоземельной группы элементов совпадает с геологической границей поздних лейкогранитов со всеми другими гранитами.

Парадоксальная сторона явления заключается в том, что рудоносный участок в морфологическом и геохимическом отношении является единым целым, хотя и образованным породами разных фаз - ранней коркой застывания, эндоконтактной фацией главной фазы и поздними лейкогранитами; сюда же нужно отнести и ореол фенитизации, где осела значительная доля натрия и рудного вещества. Геохимическая зональность является односторонней, сквозной по отношению ко всем породам и, судя по материалам Д.А.Минеева [1968], заканчивается на передовом фронте наиболее высоко концентрированными и наименее селективными по составу редкоземельных элементов рудами.

По существу такая зональность отражает автономное распределение малых легирующих компонентов расплава, причем это распределение тесно увязано лишь с распределением натрия и летучих (криолит, апатит, флюорит, фосфаты редких земель в северо-восточной фронтальной оторочке и апофизах лейкогранитов).

Исходя из изложенных фактов, неизбежно приходим к представлению о сложном редкометалло-щелочно-галоидном флюиде, компактная порция которого находилась в голове интрузии, будучи частично рас-

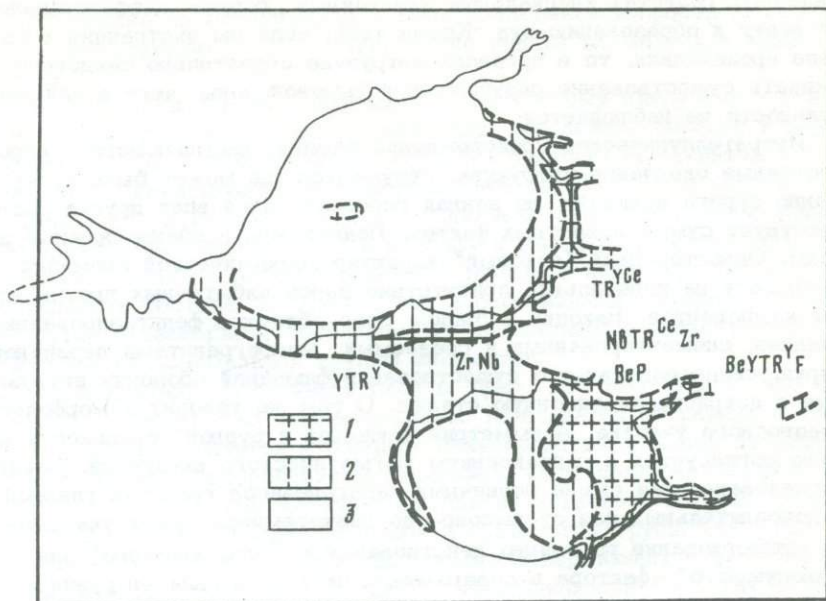


Рис. 9. Схема распределения фона редкометалльных и редкоземельных элементов в Эспинском интрузиве

1 - сильно повышенный фон, 2 - среднеповышенный, 3 - повышенный

творенной в расплаве и частично выходя за его пределы<sup>1</sup>. Уточнить указанное представление можно лишь ответив на следующие вопросы: а) какого происхождения флюид - интрателлурического, дифференциационного или наложенного? б) в каких отношениях находилось обособление интрузивных фаз и обособление флюида? в) происходило ли рудоконцентрирование и если происходило, то каким путем?

Наименее вероятной является гипотеза наложенного оруденения. Против нее свидетельствуют подвешенная бескорневая форма рудоносного участка; совпадение границ главных концентраций с границами конкретного интрузивного тела; признаки неоднородного отделения флюида от интрузива (ранние и поздние фениты); отсутствие структурных каналов наложения.

Гипотеза отделения рудоносных растворов от кристаллизовавшегося ординарного расплава маловероятна в силу того, что оруденение, как уже отмечалось, спорадично и даже уникально. Часто наблюдаемые в

<sup>1</sup> К настоящему случаю применим термин "флюидизация" [16], означающий не столько насыщение расплава флюидом, сколько характерное двухструктурное строение расплава, возникающее в результате развития активационных процессов разупорядочения структур, обособления каркасов и межкаркасных заполнений.

щелочных гранитах инициальные зачаточные формы дифференциации не ведут к образованию руд. Кроме того, если бы экстракция в самом деле происходила, то в пределах интрузива обязательно следовало бы ожидать существование разубоженной тыловой зоны, чего в действительности не наблюдается.

Инtratеллурическое происхождение флюида, насыщающего северо-восточные окончания интрузива, разумеется, не может быть совершенно строго доказано, но данная гипотеза более всех других соответствует сумме известных фактов. Подчеркнем особенно важные доводы. Односторонний "пиковый" характер геохимической аномалии указывает на изначальное присутствие здесь избыточных против нормы компонентов. Находка в Малом Эспе обломков фенитизированных сланцев, сцементированных и срезаемых микрогранитами первичной корки, свидетельствует о существовании флюидной оболочки интрузии еще в докристаллизационную стадию. О том же говорит и морфология рудоносного участка. Асимметрия флюидной и рудной зональности хорошо согласуется с направлением магматического внедрения. Наконец, последовательная смена первичных парагенезисов гранитов главной и дополнительных фаз от высоко- до низкотемпературных указывает на существование постоянно действовавшего "отпускающего" или "флюсующего" фактора в северо-восточном окончании интрузии и также является доводом в пользу intrателлурического флюидного "пузыря".

Для решения вопроса о внутрикамерном или глубинном расслоении рудоносной интрузии прямых данных нет, однако характерный и в то же время однотипный для всего Чингиз-Тарбагатай порядок следования в начале щелочных гранит-порфиров, затем щелочных гранитов заставляет предполагать, что расслоение интрузивной колонны происходило на значительных глубинах. В то же время полное, до деталей, совпадение основной части флюидного "пузыря" с телом поздних лейкогранитов может служить основанием для предположения о ликвационной природе лейкогранитов.

Обращаясь к довольно полному обзору экспериментальных работ по ликвации [11, с. 261], мы находим там немало свидетельств "принципиальной возможности расслаивания таких поликомпонентных, химически и структурно микронеоднородных расплавов, как специализированные по кальцию или литию минерализаторам, а также фосфору, бору и высокозарядным редким элементам-примесям". К случаю поздних высоколегированных и микронеоднородных лейкогранитов Эспе применим общий вывод тех же исследователей (там же): "расслоение (после выделения кристаллической фазы) жидкости на составляющие может быть вызвано концентрацией в ней примесного компонента, который после расслаивания в свою очередь, сконцентрируется в одной из жидких фаз. Если такая фаза составит небольшую долю от всего объема расплава, концентрация в ней полезного компонента-примеси может достигнуть величины, достаточной для формирования собственной структурной группировки любого и, в частности, редкометального элемента".

Последний из относящихся к теме оруденения вопросов касается того, происходило ли концентрирование редких элементов и каким путем.

Все сказанное выше относилось к Эспинскому интрузиву в целом. Чтобы обсудить этот вопрос необходимо проследить переход к микроуровню, т.е. к элементарным объемам рудоносных гранитов и к минералам-концентраторам редких элементов. Для этого обратимся к нашим [8] и литературным [12] данным по распределению редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах и минералах рудоносного интрузива. Сквозное распространение, групповой характер, гибкая изменчивость состава, вхождение как в собственные минералы, так и в другие акцессорные, обуславливают незаменимые индикаторные свойства редкоземельной группы элементов.

На основании проделанной работы (фиг. 10) выясняется, что содержание суммы РЗЭ однонаправленно повышается от ранних и главных щелочных гранитов к поздним лейкогранитам и далее пегматоидным и прочим дифференциатам последних. Одновременно смещается состав РЗЭ от более селективного лантан-цериевого к более полному, т.е. с большей долей иттриевой и скандиевой групп. Особенно показателен резкий отрыв на диаграмме завершающих лейкогранитов от всех предшествующих фаз как по обогащенности РЗЭ, так и по их составу. Важно подчеркнуть, что подобная аномалия характеризует значительный объем пород северо-восточной части Эспинского интрузива, кристаллизовавшихся в последнюю очередь и давших наиболее мощный фенитовый ореол и наибольшую долю пегматитов и других дифференциатов, включая альбититы, кварцевые и богатые апатитом сегрегации.

Иными словами, можно видеть в этом проявление макродифференциации в пределах интрузива.

Сравнение содержаний и составов РЗЭ в акцессорных минералах, в частности в цирконах с щелочными гранитами, их содержащими, указывает на существование зоны перекрытия. Это означает, что тонкие индикаторные соотношения и общая дозировка РЗЭ оказываются одинаковыми в некоторых элементарных объемах пород рудоносного участка и в части цирконов. Для рудоносного участка в целом характерно преобладание ранней светлоокрашенной генерации циркона; содержания РЗЭ в ней близки к содержаниям РЗЭ в породах, и только меньшая часть цирконов обогащена относительно пород РЗЭ. По-видимому, кристаллизация цирконов была растянута во времени: начиналась на раннем этапе, а заканчивалась на позднем из остаточной поровой жидкости, обогащенной РЗЭ, однако, основная часть РЗЭ израсходовалась на образование собственных поздних минералов РЗЭ — гагаринита и фергусонита.

Эволюция гиперсолвусных "безрудных" гранитов главной фазы из центральной части Малого купола протекала несколько иным способом. Собственные минералы РЗЭ для них гораздо менее характерны, что компенсируется образованием не только ранней светлоокрашенной их генерации, но, по данным А.Д.Червинской, и поздней бурой

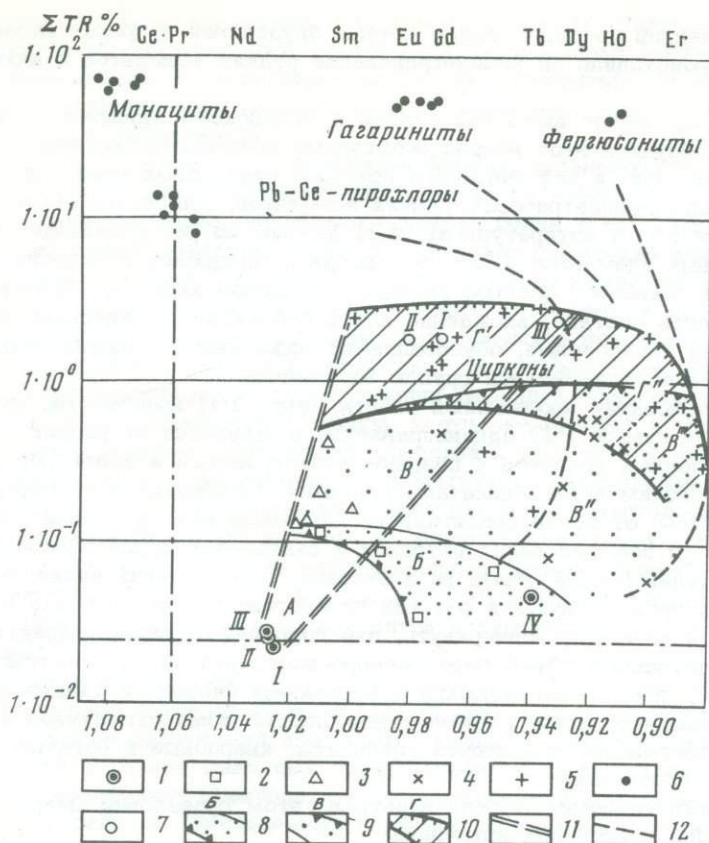


Рис. 10. Состав редкоземельных элементов (РЗЭ) в щелочных гранитах и акцессорных минералах Эспинского рудоносного интрузива

1 – средние составы РЗЭ в щелочных гранит-порфирах (I), рибекитовых гранитах (II), среднезернистых рибекитовых гранитах (III), жильных лейкогранитах (IV); 2–4 – частные составы РЗЭ в породах; 2 – эндоконтактовых пегматитах и мелкозернистых гранитах, 3 – микроклиновых пегматитах, 4 – существенно альбитовых породах жил (IV) и апофиз; 5–6 – частные составы РЗЭ в акцессорных минералах: 5 – цирконах, 6 – прочих минералах; 7 – средние составы в пироксенах; 8 – поле эндоконтактных дифференциатов (B); 9 – поле дифференциатов жил и апофиз интрузива (B', B'', B''') в том числе рудных (B'''); 10 – поле цирконов (Г', Г''); 11 – поле высокотемпературных гиперсольвусных гранитов (A) с их цирконами (Г'); 12 – поле низкотемпературных кали-натриевых высоколегированных пород с их акцессорными минералами (B'', B''', Г'')

разновидности циркона, содержащей в два-полтора раза больше РЗЭ, чем ранняя генерация.

Таким образом, конечное в одних случаях или промежуточное в других положение цирконов в кристаллизационном ряду минералов-концентраторов мы можем объяснить, во-первых, некоторыми первичными различиями в содержании и составе флюидной составляющей и, во-вторых, прогрессирующим концентрированием РЗЭ в поровой жидкости. Но нам представляется гораздо более важным то, что описанные соотношения свидетельствуют о принципиально сходной природе поздних лейкогранитов (в целом или в отдельных частях) и межгранулярных поровых растворов во всех главных типах щелочных гранитов Эспинского интрузива, т.е. макро- и микрообъемов флюидизированного расплава. Кроме этого, укажем на особо выразительный в микроструктуре рудоносный части интрузива повторяющийся мотив, заключающийся в контрастном соединении двух различных минеральных парагенезисов, составляющих матрицу и мезостазис породы. Как в участках гранитовой структуры, так и в дифференцированных пегматоидных участках резко обособлены или взаимно проникают друг в друга высокотемпературная существенно калишпатовая матрица и низкотемпературный существенно альбитовый с рибекитом и акцессориями мезостазис. Аномальным по составу главных и примесных компонентов и существенно рудоносным является мезостазис. Принципиальное особое качество поздних лейкогранитов состоит в полном преобладании вещества, соответствующего мезостазису гранитов главной фазы. Существенно альбитовая часть фенитов в целом мало чем отличается от лейкогранитов, и только по реликтам сланцеватой и слоистой текстуры можно убедиться, что флюидоподобное вещество мезостазиса почти в неизменном составе покидало интрузию, преодолевая контактный барьер и замещая песчаники и сланцы.

Подводя итог проделанному анализу, необходимо вернуться к тому обстоятельству, что рудоносный участок Эспинского интрузива представляет собой как бы "фазу в фазе", т.е. является сквозным и кроме поздних лейкогранитов распространяется и на прилежащие породы ранних фаз. Целостная форма рудоносного участка была обусловлена высокоподвижным существенно натровым рудоносным флюидом, в сфере распространения которого хотя и могла происходить последовательная кристаллизация обычных интрузивных фаз, но с сопутствующими явлениями ликвации и со сдвигом каждой фазы в низкотемпературную область. Аномальная обогащенность расплава летучими и легирующими компонентами обусловила их микро- и макронеоднородность, сегрегационный характер структур, метасоматический характер поздних пороодообразующих минералов. Общим выводом является происхождение ниобий-цирконий-редкоземельного рудоносного участка Эспинского интрузива вследствие консервации в кристаллизующейся магматической колонне дискретной компактной порции интрателлурического флюида вероятно мантийного происхождения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ассоциация пород Эспинского интрузива и Жаман-Сеирского дайкового пояса включает ранние догранитовые и послегранитовые дайковые образования, интрузивы Большого и Малого Эспе с их ранней коркой охлаждения и внутрикамерными дифференциатами, фаціальными и фазовыми пегматитами и фенитами экзоконтактового ореола. Генезис этих пород един, что подтверждается радиологическими, геохимическими, петрографическими и структурно-геологическими данными. Время формирования этой ассоциации относится к нижней перми.

Щелочные граниты Эспинских куполов, как показали результаты проведенных детальных геологических, петрологических исследований, имеют магматическое происхождение. К геологическим доказательствам их магматической природы относятся следующие данные: а) пространственная и временная близость их формирования с щелочными закаленными дайками гранит-порфиров, содержащих в зонах закалок щелочной амфибол, причем щелочные интрузивы попадают в возрастную "вилку" между ранними и поздними дайками; б) образование по периметру интрузива ранней зоны закалки, представленной плотными микрогранитами с аплитовидными структурами, присутствие в зоне закалки ксенолитов фенитизированных пород; в) определенное сходство строения интрузива с внутренним строением обычных лейкократовых не редкометалльно-щелочных интрузивов, присутствие внутрикамерных дифференциатов — дополнительных интрузивов и жильных гранитов, фаціальных и фазовых пегматитов, имеющих активный рвуший контакт с гранитами главной фазы; г) четкие интрузивные контакты с песчано-алевролитовыми толщами с образованием эруптивных брекчий.

К петрографическим доказательствам магматического генезиса щелочных гранитов относятся следующие факты. Присутствие в составе пород возрастного ряда Эспинского интрузива моношпатовых гранитов, относящихся к типичным магматическим маловодным гранитам типа гиперсольвус, кристаллизация которых по данным экспериментальных исследований протекает выше температуры  $660^{\circ}\text{C}$  (граниты главной фазы). Высокотемпературная ассоциация минералов прослежена и в других породах возрастного ряда, включая дайки жильных гранитов, где она составляет 40–20% объема пород и является, таким образом, сквозной. Микроструктуры щелочных гранитов разнообразны, они имеют магматическое происхождение, причем породам каждой фазы присущ свой рисунок.

В Эспинском интрузиве отчетливо проявлена агпайтовая тенденция кристаллизации — на раннем этапе выделялась большая часть кварца вместе со сложным кали-натриевым полевым шпатом с высоким содержанием альбита в твердом растворе, а на позднем — вторая структурная группа существенно альбит-микроклинового состава с рибекитом. Раннее выпадение кварца из расплава, вероятно, было связано с высокой активностью фтора, расширяющем поле кристаллизации этого минерала. Кристаллизация происходила при низком пар-

циальном давлении кислорода и высокой активности натрия, что обусловило отсутствие магнетита в породах и вхождение всего железа в состав щелочного амфибола рибекит-арфведсонитового ряда.

Петрохимические исследования показали принадлежность состава пород интрузива к типичным щелочным гранитам с коэффициентом агаптивности большим 1, высокую общую железистость пород, равную 80-100%, существенное преобладание натрия над калием, крайне низкие содержания кальция и магния. Состав поздних фаз смещен в сторону менее кислых и более натровых составов.

Высокий геохимический фон ниобия, тантала, циркония, редких земель, серебра, цинка, свинца, скандия, образующих сквозную ассоциацию в ряду дайки щелочных гранитов - интрузивы Большого и Малого Эспе с их производными - рудоносные фениты экзоконтактового ореола, указывают на первичный аномальный в отношении этих элементов состава расплава.

В строении интрузива проявлена фаціальная зональность, которая заключается в увеличении содержания щелочей и редкометаллических элементов по направлению к северо-восточной рудоносной части интрузива и в соответствующем изменении минерального состава пород, переходящих от моношпатовых к двушпатовым и пегматоидным разновидностям.

Рудоносный участок представляет фронтальную, гипсометрически более высокую, бескорневую часть Эспинского интрузива. Главная ступень в уровне содержаний совпадает с геологической границей поздних щелочных лейкогранитов, образующих рудоносную залежь. Последняя отождествляется с отликвировавшей вследствие аномально высокой концентрации примесных компонентов порцией расплава. Рудоносный участок интрузива с присущей ему целостной формой распространяется также на прилежащие граниты главной фазы и корки охлаждения и фениты экзоконтактового ореола. Замкнутая бескорневая форма рудоносного участка позволяет объяснить его образование за счет консервации на месте отдельной компактной порции интрателлурического редкометалло-щелочно-галоидного флюида.

Граниты Эспинского интрузива представляют собой более или менее обычный тип щелочных гранитных магм, становление которых происходит в специфической флюидной среде, обусловившей растянутую во времени и в температурном интервале кристаллизацию и явившейся источником всего наличного оруденения. Сопоставление Эспинского интрузива с петрографическими сходными, но геохимически различными рудоносными гранитами Северной Нигерии, Центральной Азии, Дальнего Востока приводит к выводу о ведущей роли флюидного режима, определяющего уровень и состав рудоконцентраций при гранитообразовании.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М.: Изд-во АН СССР, 1962.
2. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. Авт. П.В.Ермолов, Э.П.Изох, А.П.Пономарева, В.Л.Тян.
3. Гендлер В.Е. Химический состав кали-натровых полевых шпатов некоторых пород (по данным статистической обработки анализов). - Бюлл. МОИП. Отд.геол., 1964, 39, вып. 6.
4. Калаченко А.А. Геология, петрология, петрохимия и генезис щелочных гранитоидов Верхнеспинского и Ийсорского массивов (хребет Тарбагатай): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1971.
5. Коваленко В.И., Писарская В.А., Пополитов Э.И. Анализ минеральных парагенезисов с рибекит-арфедсонитом и фации щелочности гранитов. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1968, № 9.
6. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Лапидес И.Л., Горегляд А.В. Щелочные амфиболы редкометальных гранитов. Новосибирск: Наука, 1977.
7. Леонтьев А.Н. Сравнительная характеристика зонального строения рудоносных гранитных интрузивов и связанных с ними жильных полей редкометальных пегматитов и гидротермалитов (к построению геологической модели рудоносного интрузива). - Тр. ИМГРЭ, 1969, вып. 3.
8. Леонтьев А.Н., Червинская А.Д., Логинова Л.Г. Эволюция состава редкоземельных элементов в породах граносиенит-гранит-щелочногранитного плутона Акжайляу. - Докл. АН СССР, 1975, 223, № 2.
9. Леонтьев А.Н., Бескин С.М., Казарин В.Н., Ларин В.Н. О геологической позиции редкометальных щелочных гранитов Чингиз-Тарбагатай в связи с обоснованием их магматического генезиса. - В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972.
10. Луговской Г.П., Матиас В.В., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Строение массивов редкометальных гранитов и особенности их генезиса. - В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972.
11. Мелентьев Г.Б., Делицын Л.М., Мелентьев Б.Н. Ликвация и ее значение в петрологии. - В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972.
12. Минеев Д.А. Геохимия апогранитов и редкометальных метасоматитов Северо-западного Тарбагатая. М.: Наука, 1968.
13. Негрей Е.В. Новые данные о химическом составе щелочных гранитов Эспинского интрузива (хр. Чингиз-Тарбагатай). (в печати)
14. Поспелов Г.Л. Некоторые вопросы флюидного структурирования горной массы на молекулярном уровне. - В кн.: Физическое и физико-химическое развитие магматогенных и рудных систем. М.: Наука, 1972.
15. Шербина В.В. Основы геохимии. М.: Недра, 1972.
16. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granites in light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . - Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, 74.

В.И. ГОНЬШАКОВА

**СПЕЦИФИКА ПЕТРОЛОГИИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД****ВВЕДЕНИЕ**

Петрологии кимберлитовых пород посвящено большое количество работ. В них рассматриваются важнейшие аспекты этой трудной проблемы и все таки до настоящего времени многие из них являются дискуссионными. Объясняется это, вероятно, дальнейшим все более углубленным изучением как самих кимберлитовых пород, так и геологических структур, в пределах которых возможны проявления кимберлитообразования.

Имеющиеся многочисленные работы в области проблемы первоисточников алмазов касаются классификации и терминологии кимберлитов, их вещественного состава, генезиса, характера связи с породами ультраосновных-щелочных комплексов (с карбонатитами), пикритами и щелочными базальтоидами, а также геологических условий образования кимберлитов и закономерностей пространственного размещения их в земной коре.

Полученные за последнее время материалы по щелочноультраосновному-щелочнобазальтоидному магматизму Восточно-Европейской платформы позволили некоторые из указанных выше вопросов, в частности один из важнейших поисковых критериев - размещение кимберлитов в структурах древних платформ, рассмотреть с несколько иных позиций.

**О терминологии и закономерностях размещения кимберлитов в земной коре**

Кимберлит определяется как ультраосновная порода эффузивного облика с несколько повышенным содержанием щелочей, порфировой или порфиرويدной структуры, существенно оливинового состава, содержащая в переменных количествах хромпикотит, флогопит, ильменит, пироп, пироксен, апатит, перовскит, иногда алмаз. Типоморфными из них являются пироп, хромпикотит, пикроильменит [12]. Среди пород, слагающих кимберлитовые тела, различаются массивные кимберлиты, брекчии, кимберлитовые туфы и туфобрекчии, объединяемые общим названием "кимберлитовые породы". В составе брекчий обычно в значительном количестве содержатся обломки чуждых (магматических и осадочных) пород.

Кимберлиты, как признает большинство исследователей (В.С. Соболев, В.А. Милашев, Е.В. Францессон, [М.М. Одинцов], Б.М. Владимиров, И.П. Илупин, В.К. Маршинцев, Е.А. Нечаева и др.), являются субвулканической фацией (диатремовой, дайковой, жильной) щелочноультраосновных магматических комплексов платформ. Фация кимберлитовых пород представляет достаточно разнообразную группу пород, связан-

ную с другими членами формации щелочноультраосновных и щелочнобазальтоидных пород (ультраосновные-щелочные с карбонатитами, пикриты и др.) определенной степени генетического родства, но отличающуюся от них вполне определенными соотношениями минерального состава, фазией глубинности, структурными и текстурными особенностями [19].

Генетическая связь щелочноультраосновного и щелочнобазальтоидного магматизма, выявленная на примере районов Сибирской (Маймеча-Котуйская провинция) и Восточно-Европейской (Кольский полуостров, Приазовье) платформ [2] позволили нам, как это было сделано в свое время В.С.Соболевым и Г.Г.Моором для Сибирской платформы, высказать предположение о возможности проявления в пределах Восточно-Европейской платформы кимберлитового магматизма. Указания о наличии кимберлитоподобных пород на юго-востоке Восточно-Европейской платформы (Приазовье) было сделано еще ранее Н.А.Елисеевым и другими [10], но только детальное исследование этих сложных образований позволило нам обосновать принадлежность их к особому - "железистому" типу кимберлитов, имеющих черты сходства с некоторыми кимберлитами северо-востока Сибирской платформы [15]. Полученные за последнее время данные о наличии на юге Восточно-Европейской платформы в кластических толщах палеозоя лиловых хромсодержащих пиропов и хромпикотитов позволяют предполагать развитие здесь в домезозойское время и кимберлитов так называемого "классического" типа, характерного для Сибирской и Африканской платформ. Отдельные находки алмазов на вышеуказанной территории подтверждают это предположение. Таким образом, наличие проявлений щелочноультраосновного-щелочнобазальтоидного магматизма в устойчивых (древних) областях земной коры может служить индикатором для поисков кимберлитовых образований, в особенности в условиях закрытых территорий с мощным осадочным чехлом. Отмечаемая рядом исследователей отрицательная роль совместного присутствия ультраосновных-щелочных пород, щелочных базальтоидов и кимберлитов на возможность обнаружения среди последних алмазоносных тел, на наш взгляд, требует пересмотра. Известно, что в пределах как Сибирской (северо-восточная окраина), так и Африканской платформ (Восточная Африка, Либерийский штат) имеются кимберлитовые алмазоносные образования, ассоциирующие с ультраосновными-щелочными породами и щелочными базальтоидами, хотя по степени алмазоносности они и уступают южноафриканским и центральносибирским рудным кимберлитам.

Известны факты совместного развития щелочноультраосновных пород и щелочных базальтоидов в краевой (восточной) части Восточно-Европейской платформы, где отмечены алмазы в рыхлых отложениях и зафиксирован несколько иной, чем на Сибирской платформе, характер минералов - спутников аямаза. Эти данные заслуживают внимания и не противоречат высказанной точке зрения о возможности совместного проявления здесь как щелочнобазальтоидного, так и кимберлитового магматизма.

Связь кимберлитового магматизма с областями наибольшей проницаемости в цоколе платформы и осадочном чехле признается практически всеми исследователями кимберлитов, хотя и подчеркивается при этом, что не во всех случаях эта связь подтверждается геологическими и геофизическими исследованиями.

Главными магмоподводящими и магмоконтролирующими структурами, по-видимому, являются рифтогенные структуры (грабены, авлакогены) и глубинные разломы I и II порядков. Пространственная связь кимберлитового магматизма с внутриплатформенными прогибами отмечена для Сибирской (Ангаро-Вилуйский) и Восточно-Европейской (Днепроовско-Донецкий) платформ. Эта особенность позволяет, в частности, для Восточно-Европейской платформы предполагать проявление кимберлитового магматизма и на севере последней в пределах (или поблизости) выделяемых грабенообразных прогибов соответствующего времени (нижний, средний палеозой) [13].

На Сибирской платформе, помимо Ангаро-Вилуйского авлакогена, в пределах которого локализуется кимберлитовое поле, выделяется ряд зон региональных дизъюнктивных нарушений (рис. 1): Ангаро-Мунская, Мархинско-Котуйская, Мархинско-Оленекская и др. [1]. В пределах некоторых из этих зон (или поблизости) располагаются также кимберлитовые поля [27]. Эта часть Сибирской платформы сложена мощной толщей пород осадочного чехла, сравнительно слабо раздробленного, но известно, что не все нарушения в цоколе платформы наследуются нарушениями в осадочном чехле.

Комплекс данных, полученных за последнее время в процессе проведения специализированных геолого-геофизических исследований [3] позволяет из множества предполагаемых разломов (рис. 2) выделить те, которые оказывают непосредственное влияние на размещение кимберлитовых тел. Глубинные разломы I порядка, согласно [3], ограничивают аномальные зоны пониженного гравитационного поля, к ним приурочены кимберлитовые поля. Зоны пониженного гравитационного поля, обусловленного разуплотнением вещества, характеризуются повышенной проницаемостью и благоприятны, по мнению В.А.Биланенко и других [3, стр. 7], для магматических проявлений: «установление разломов I порядка, их простираение имеет принципиальное значение, поскольку они играют определяющую роль в размещении кимберлитовых полей». Разломы I порядка, по мнению указанных исследователей, представляли собой древние постскладчатые разломы, ограничивающие разнородные блоки фундамента, в последствии активизированные. В пределах Якутской кимберлитовой провинции, исследователи выделяют 11 районов, включающих до трех кимберлитовых полей. Площади отдельных районов составляют в среднем 20-40 тыс. км<sup>2</sup>, иногда достигают 100 тыс. км<sup>2</sup>.

Зоны разломов I и II порядка относятся к категории глубинных (мантийных) и являются каналами для проникновения магмы основного и ультраосновного состава. К разломам II порядка пространственно приурочены кимберлитовые тела, располагающиеся на расстоянии 0,2-3,5 км по обе стороны от осевой зоны разлома в со-  
путству-

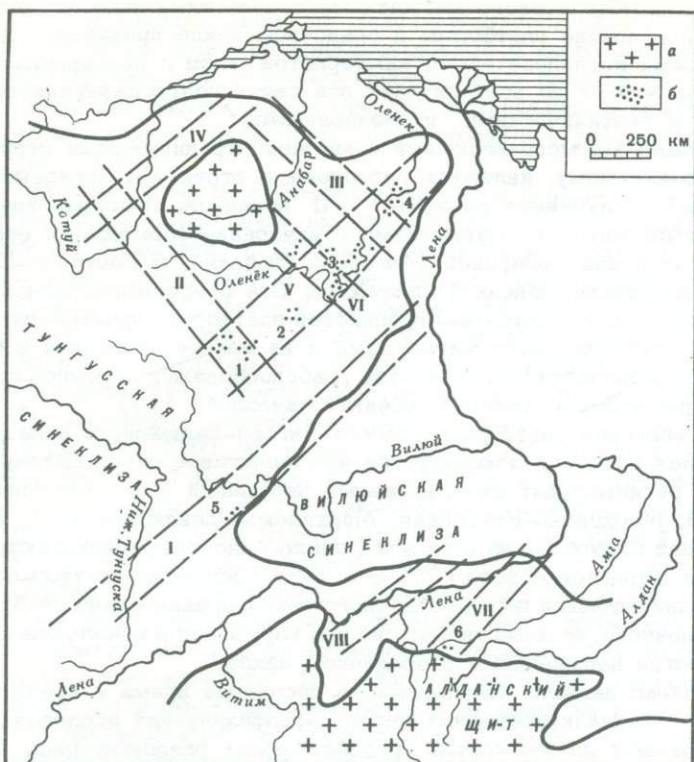


Рис. 1. Схема расположения дизъюнктивных структур северо-восточной части Сибирской платформы

*a* – выходы на поверхность кристаллического фундамента платформы; *b* – кимберлитовые трубки и дайки (группы): 1 – Алакито-Далдынская, 2 – Мунская, 3 – Средне-Оленекская, 4 – Куойкско-Мэрчимденская, 5 – Южного поля, 6 – Алданская; дизъюнктивные зоны разломов: I – Ангаро-Мунская, II – Мархинско-Котуйская, III – Молодо-Попигайская, IV – Котуй-Попигайская, V – Мархинско-Оленекская, VI – Мунско-Анабарская, VII – Чугино-Ленская, VIII – Чарская

ющих им трещинах оперения (III порядка, см. рис. 2). Как предполагается, трещины оперения имеют неглубокое заложение, они развиты в пределах верхней части разреза земной коры и, таким образом, являются кимберлитовмещающими, разломы же II порядка – кимберлитоконтролирующими.

Связь между кимберлитовыми трубками и тектоникой района была установлена также в разных алмазоносных районах Африки [29]. Наиболее интересным примером является месторождение Воорспед в Южной Африке, где трубка сечет кимберлитовую дайку и находится в массе амигдалоидного базальта, выполняющего древний вулкан.

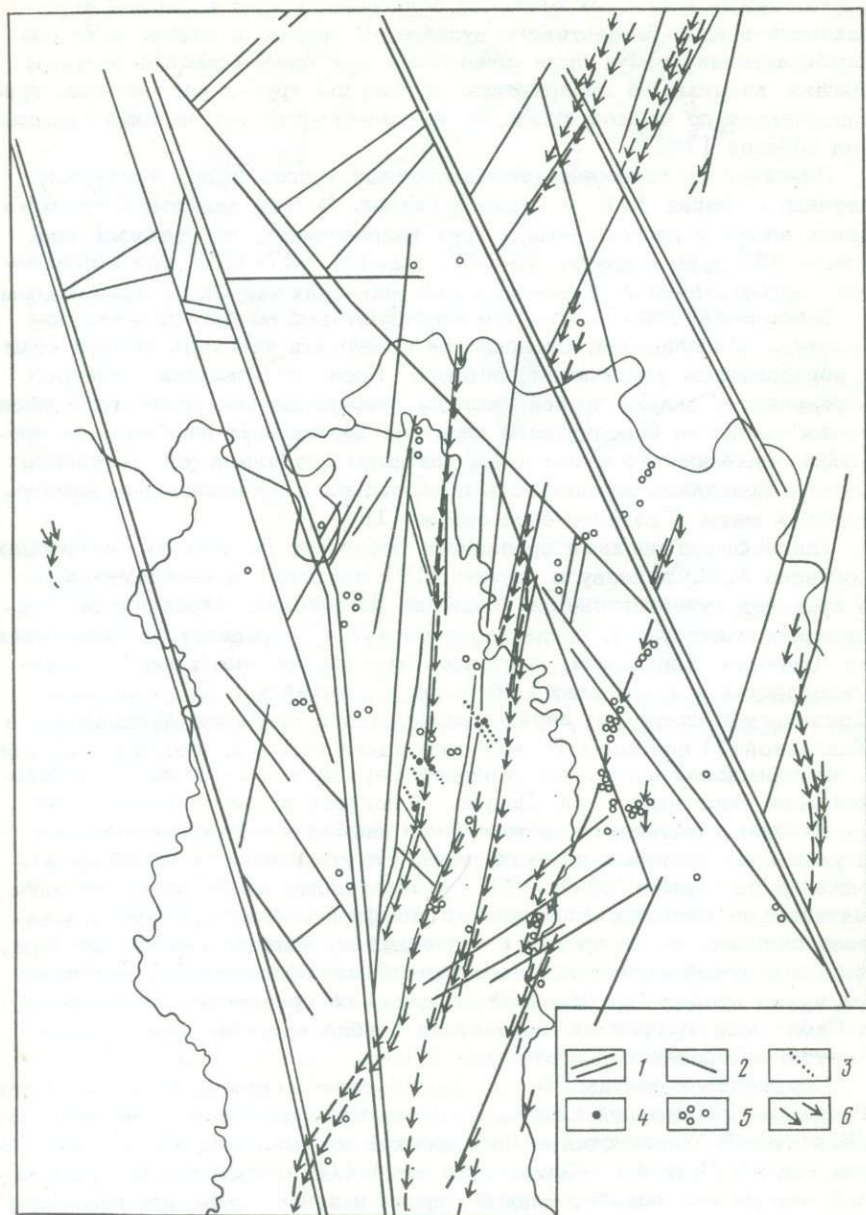


Рис. 2. Схема структурного контроля размещения кимберлитовых трубок в Мало-Ботубинском районе [3]

1 - Глубинные разломы I порядка, контролирующие размещение кимберлитовых полей; 2 - глубинные разломы II порядка (трещины скальвания), контролирующие размещение кимберлитовых тел; 3 - трещины III порядка (оперяющие), кимберлитовмещающие; 4 - кимберлитовые трубки; 5 - трубки основного состава; 6 - дайки траппов

Трубка приурочена к тектонически ослабленной зоне в земной коре, находясь в ядре базальтового вулкана. В Анголе в долине р. Чикапа кимберлитовая трубка была обнаружена при прослеживании системы трещин, видимых на поверхности. В Родезии трубки расположены приблизительно по прямой линии, но на поверхности нет никаких признаков сбросов [16].

Линейное расположение кимберлитовых трубок было тщательно изучено М. Бардэ [31] в Верхней Гвинее. По его данным, месторождения алмазов расположены в трех направлениях, находящихся под углом  $45^{\circ}$  друг к другу:  $53-55^{\circ}$ ;  $82-85^{\circ}$ ,  $127-130^{\circ}$ ; эти направления соответствуют направлениям тектонических нарушений земной коры.

Здесь важно подчеркнуть, что кимберлитовый магматизм — это показатель консолидации, становления отдельных участков земной коры с образованием устойчивых платформ. После становления последних в результате далеко продвинувшейся дифференциации вещества и уменьшения мощности базальтового слоя под возникшими платформами произошло приближение к подошвам платформ глубинных ультраосновных магм и появилась возможность образования и проникновения кимберлитовых магм в верхние слои земли [19].

Главнейшими эпохами проявления последних на древних платформах, согласно М. М. Одинцову и другим [19] являлись: докембрийская — в пределах суперконтинента Гондваны (Индийская, Африканская, Бразильская платформы); среднепалеозойская — в пределах суперконтинента Лавразии (Сибирская, Восточно-Европейская платформы); ранне-мезозойская — в пределах Сибирской и Китайской (?), возможно, Бразильской платформ; верхнемезозойская в пределах Африканской и Канадской (?) платформ. В кайнозое аналогичные процессы проявлены в эпигерцинской платформе Западной Европы и, возможно, в альпийской зоне Восточной Азии. На рис. 3 показан характер размещения щелочноультраосновного, в том числе кимберлитового, магматизма в указанных регионах земного шара. На этом рисунке не нашли отражения последние данные [15] о проявлении кимберлитового магматизма на Восточно-Европейской платформе. Некоторые исследователи считают, что в пределах последней проявление глубинного (траппового и щелочноультраосновного-щелочнобазальтоидного) магматизма имело крайне ограниченный характер по сравнению, в частности, с Сибирской платформой, вследствие слабой нарушенности чохоля Восточно-Европейской платформы [7].

Обращаясь к фактам [9, 2], можно видеть, что после становления Восточно-Европейской платформы (средний протерозой) в ее пределах (Балтийский, Украинский и Воронежский щиты, образующие в докембрии единый Балтийско-Сарматский щит) [13] проявился ультраосновной магматизм, локализованный строго в зонах глубинных разломов; позже — в позднерифеско-вендское и среднепалеозойское время практически вся площадь Восточно-Европейской платформы — от Карпат до Урала — была охвачена грандиозным по своим масштабам трапповым и местами щелочноультраосновным магматизмом [26]. Последний строго локализован в пределах рифтогенных структур (Днепровско-

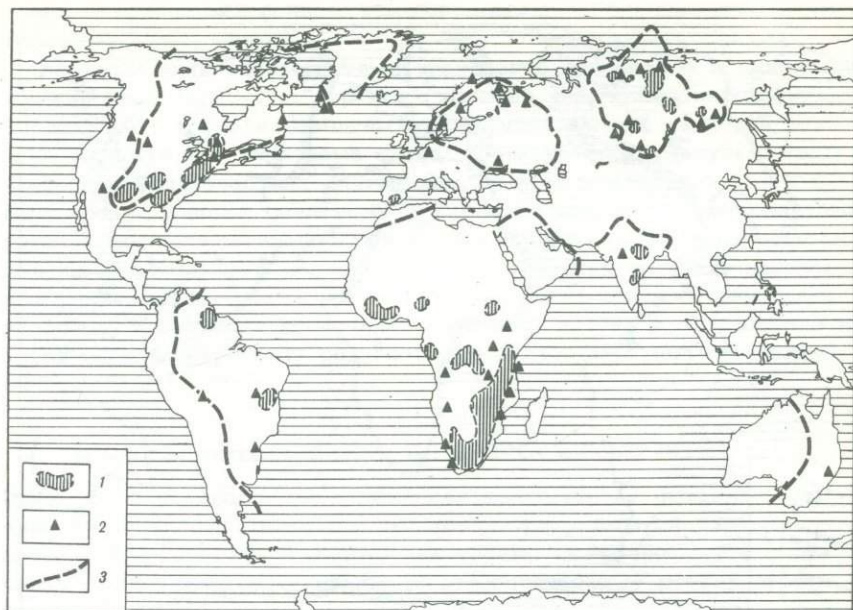


Рис. 3. Схема распределения кимберлитов, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов на древних платформах Земли

1 – площади развития кимберлитов, 2 – комплексы щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, 3 – границы кратонов (Милашев, 1974)

Донецкий авлакоген, рифтогенная Восточная окраина Восточно-Европейской платформы и др.). Следует отметить, что по данным Н.С.Шатского [30], А.С.Новиковой [18], В.П.Клочко, Д.М.Трофимова и других, заложение Днепровско-Донецкого прогиба началось еще в рифее, позже, в девонское время, он претерпел оживление и более глубокое заложение. К рифейскому времени относит В.Н.Пучков [20] и заложение на севере Восточно-Европейской платформы Печорского прогиба, а на востоке – рифтогенной Восточной структуры (рис. 4). В.Н.Пучковым [20] было показано, что большая часть западного склона Урала, которая долгое время считалась хорошим примером миогеосинклинали, развивалась как платформа с начала ордовика, и лишь в конце палеозоя претерпела складчатость. Это обстоятельство важно с точки зрения кимберлиитообразования, так как к этой части Урала (совпадающей с нижнепалеозойской рифтогенной структурой) приурочены россыпи алмазов, источники которых до сих не известны. Россыпные алмазы локализованы в токатинской свите среднего девона.

Девонское время для древних платформ планеты было эпохой рифтогенеза и проявления щелочноультраосновного-щелочнобазальтоидного магматизма (Сибирская, Восточно-Европейская, Африканская –

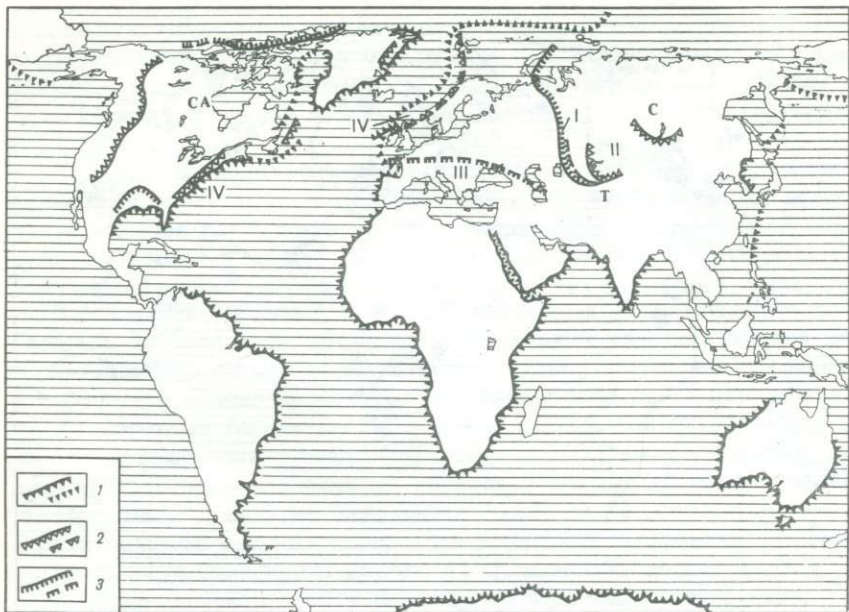


Рис. 4. Рифтогенные окраины современных континентов и примерное положение их гомологов в палеозоидах Лавразии (20)

1 – современные рифтогенные окраины, заложившиеся в атлантическую эпоху рифтогенеза (с начала мезозоя); 2–3 – реликты рифтогенных окраин, заложившихся: 2 – с конца позднего рифея до кембрия (в казахстанскую эпоху рифтогенеза), 3 – с начала кембрия до начала ордовика (в уральскую эпоху рифтогенеза).

Палеозойские континенты: Е – Европейский, СА – Североамериканский, С – Сибирский, Т – Таримский. Области развития палеозойских океанических формаций: I – Протоурала, II – Протоазиатского океана, III – Палеотетиса, IV – Протоатлантики, V – Протопацифика, VI – Протоарктического океана

впадина Карру и др.). Именно в это время, в частности, Восточно-Европейская платформа претерпевает коренную тектоническую перестройку. В начальный период цикла в среднедевонское время на платформе преобладают опускания с образованием прогибов, синеклиз. По мнению В.Д.Наливкина, А.Б.Ронова, В.Е.Хаина [13], именно в этот период произошло разделение Сарматского щита на Украинский, Белорусский и Воронежский своды; в это время на юге платформы возник (а по мнению Н.С.Шатского и других, как упоминалось выше, оживился) грабенообразный Днепровско-Донецкий прогиб, ограниченный региональными разломами большой протяженности и большой глубины заложения. Сочленение этой структуры с областью длительного устойчивого поднятия (Приазовская антеклиза), разделенного на блоки многочисленными разломами, служит благоприятным факто-

ром для проявления щелочноультраосновного (кимберлитового) магматизма.

Характерными особенностями проявления вулканизма в раннегерцинский этап ( $D_2-D_3$ ) и, вероятно, в рифейский, являются следующие: 1) связь его с возникновением дифференцированных движений различного знака — с периодами смены поднятий страны опусканиями в определенных участках платформы; 2) локализация его в зонах перегибов — в зонах сочленения прогибов и поднятий, контролируемых глубинными разломами большой протяженности. В условиях ориентированного растяжения на континентах образуется сложный расчлененный рельеф, отражающий процесс формирования системы горстов и грабенов. Происходит увеличение теплового потока и образование под корой слоя разогретой и разуплотненной мантии с магматическими очагами в ней [20].

### ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕОХИМИИ И ГЕНЕЗИСА КИМБЕРЛИТОВ

Выше была показана связь кимберлитового магматизма с устойчивыми областями земной коры, характеризующимися большой проницаемостью. Эта особенность, как увидим ниже, находится в прямой связи с составом (химическим, минералогическим) кимберлитовых пород.

Для кимберлитовых пород характерна, как отмечалось, порфировая или порфировидная структура, во вкрапленниках преобладает оливин; в слюдяных разностях, помимо оливина в заметных количествах присутствует флогопит. Из аксессуаров обычны ильменит (пикроильменит), хромшпинелиды и гранат-пироп и (или) альмандин-пироп, редок алмаз. Пироксен присутствует не всегда. Характерны включения гипербазитов (дуниты, оливиниты, перидотиты) с гранатом и без граната. Основная масса породы состоит из стекла, полностью замещенного серпентином и карбонатом; иногда присутствуют микролиты карбоната (одни авторы рассматривают эти микролиты как псевдоморфозы по мелилиту или по пироксену, другие — как первично-магматический карбонат), монтичеллит, обычны пылевидные выделения рудного минерала.

Состав оливина варьирует от  $Fa_{6-10}$  до  $Fa_{15-16\%}$ . До сих пор было принято считать, что для кимберлитов характерен оливин с содержанием железистой составляющей 9–10% и только в редких случаях до 15%. Серия кимберлитовых пород, выявленная в приазовской части Украинского щита, как правило, включает оливин с содержанием  $Fa_{12-14\%}$  изредка снижается до 6–7%, в других случаях возрастает до 16–17%. Указанный состав оливина отмечается и для некоторых кимберлитовых тел северо-востока Сибирской платформы.

Минеральный состав пород определяет во многом и химический состав их. Как известно, кимберлитам, в отличие от других ультрабазитов (платформенных и складчатых областей), свойственно следующее: а) повышенное содержание глинозема, не достигающее, однако, значений, характерных для базальтоидов (для кимберлитов

Якутии обычны колебания  $Al_2O_3$  1,3–8,9%; б) повышенное содержание титана  $TiO_2$  0,4–4,5; в) повышенное содержание щелочей ( $K_2O$  0,06–2,4;  $Na_2O$  0,01–0,4%, обычно преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$  г) повышенное содержание фосфора (0,1–1,5%). Отношение содержания  $SiO_2:MgO$  (в вес.%) в кимберлитах в общем случае близко к единице.

Главным признаком, отличающим кимберлиты от других ультрабазитов, служит их аксессуарный минеральный состав и в первую очередь наличие алмаза, пироба и (или) альмандин-пироба, пикроильменита, а также хромдиоксида, хромшпинелидов, иногда – циркона, апатита.

Существенной особенностью кимберлитовых пород является также их геохимическая специфика: повышенное по сравнению с нормальными ультрабазитами содержание ряда малых и редких элементов – Sr, Ba PЗЭ, Zr, Nb, Th, U и заметно повышенное содержание летучих компонентов (P, F,  $H_2O$ ,  $CO_2$ ) [6, 12, 15]. Эта особенность объясняет широкое развитие автотасоматических процессов, сопровождающих формирование кимберлитовых тел, с образованием в большинстве случаев нацело или почти нацело серпентинизированных пород.

Весьма специфичным также является несколько различный тип (по форме и условиям залегания) кимберлитовых образований в пределах отдельных платформ. Так, например, для Якутской кимберлитовой провинции жильный и дайковый типы кимберлитов не характерны, они практически отсутствуют, здесь развиты преимущественно трубки взрыва, в то время как в Западной Африке главными рудными телами являются жилы и дайки [7]. Это убедительно доказывает существование региональных особенностей возникновения и формирования кимберлитовых тел.

Об этом же свидетельствует и определенное минералого-петрохимическое различие сибирских и африканских кимберлитов (нередко более железистый состав последних, более железистый состав оливина, более сложный состав гранатов – пиропов, отличный от якутских, морфологический тип алмазов и др.). В частности, в некоторых алмазоносных россыпях Западной Африки (район Макалон) широко развиты не пиропы, а альмандин-пиропы, по составу типичные для гранатов из гнейсовых метаморфических комплексов.

А.А.Кухаренко и другие [17] предполагают, что дайковая фация кимберлитов достаточно широко может быть распространена в глубоко эродированных сводовых частях антеклиз (в пределах щитов) и может служить источником алмазов в кластических толщах, формирующихся в прогибах, обрамляющих эти поднятия.

К второстепенным факторам алмазоносности, по мнению Н.Н.Сарсадских [22], относятся химизм и вещественный состав, изменяющиеся с изменением структурной (и возрастной<sup>1</sup>) позиции кимберлитов. Так, например, сибирские алмазоносные кимберлиты девонского времени, приуроченные к крупной глубинной структуре – Ангаро-Вильой-

<sup>1</sup>Примечание автора.

скому авлакогену – являются наименее щелочными; наиболее щелочные – слабо алмазоносные или неалмазоносные кимберлиты ранне- и позднемезозойских субфаций, расположены вдоль северо-восточной окраины Сибирской платформы. Не исключено, что эта специфика кимберлитов связана с “затуханием” глобальной (планетарной) геотектонической перестройки Лавразийского суперконтинента к началу мезозойского времени и уменьшением глубины заложения разломов, служивших магмоподводящими каналами. Этим, как нам представляется, и объясняется более ультраосновной, менее щелочной, состав девонских кимберлитов и в связи с этим наличие в них минералов-спутников алмазов хромовой группы с резким преобладанием ассоциации высоких давлений (алмаз, высокохромовый пироп с низким содержанием кальция и железа, хромшпинелид, хромдиопсид и др. [25, 21, 28]).

Мезозойские (окраинные) более щелочные (сибирские) кимберлиты, наоборот, содержат в значительной массе минералы – спутники титановой группы (ильменит, оранжевый и красный пироп, слюда, малохромовый диопсид). Этот тип кимберлитов, как отмечалось, слабоалмазоносен или совсем не алмазоносен.

Полученные новые данные по кимберлитовым породам Приазовья, значительно отличающихся по петрографическим и минералогическим особенностям от так называемых классических кимберлитов Якутии и Африки, свидетельствуют, что разнообразие состава пород в пределах определенных ассоциаций – явление естественное, зависящее от условий формирования кимберлитовых тел, а главное – от состава исходного расплава, определяемого гетерогенностью глубинных зон Земли как по латерали, так и по вертикали [23, 25]. Существующие различия в химизме и минералогии кимберлитовых пород как отдельных крупных кимберлитовых провинций мира (Африканская, Северо-Американская, Сибирская, Восточно-Европейская платформы), так и в пределах каждой провинции хорошо это подтверждают.

Выделяемые исследователями различные петрохимические типы кимберлитов различаются соответственно и по своему петрографическому составу. В.А.Благулькина [4] объясняет это различие зарождением кимберлитовой магмы на неодинаковой глубине, неоднородностью ее состава и различными условиями формирования кимберлитов в тот или иной период времени.

По вопросу генезиса кимберлитов автору представляется логичной и объяснимой точка зрения И.П.Илупина, С.Ф.Соболева и других [11]. Указанные исследователи считают формирование первичной кимберлитовой магмы за счет селективного плавления перидотитового (пироп-лэрцолитового) субстрата верхней мантии. Предполагается также влияние процессов глубокой кристаллизационной дифференциации и контаминации первичной кимберлитовой магмы коровым материалом на возникновение геохимической специализации кимберлитов, развитых в различных полях кимберлитовых провинций (на примере Якутии).

Сторонники подкорового происхождения кимберлитов считают, что алмазы образуются на глубинах 150–200 км за счет ювенильной

углекислоты, а затем переносятся к поверхности кимберлитовой магмой.

Особенности состава комплекса глубинных ксенолитов в отдельных кимберлитовых трубках Якутии, иногда недалеко отстоящих одна от другой, заставляют предполагать питание каждой трубки из самостоятельного магматического очага. Комплекс обломков, содержащихся в кимберлитах, позволяет в определенной степени судить о минеральном составе пород глубинных зон Земли [24].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наблюдаемые различия в магматизме устойчивых областей земной коры сводятся в основном к интенсивности магматических процессов, которые, вероятно, отражают нарушенность цоколя платформы.

Приуроченность щелочноультраосновного (кимберлитового) магматизма к областям устойчивого поднятия, расчлененным на блоки глубинными разломами, может быть поставлена в связь с особыми условиями генерации (глубиной зарождения) щелочноультраосновного вещества в пределах этих структур.

Проводниками глубинных магм в верхние слои земной коры и областями локализации щелочноультрабазитовых пород служат зоны глубинных разломов, ограничивающие крупные структурные элементы платформ I и II порядка (антеклизы, прогибы, поднятия).

Характерно интенсивное, но локальное развитие щелочноультраосновной-щелочнобазальтоидной, в том числе и кимберлитовой ассоциации пород, определяемое связью с зонами активизации, желобообразными прогибами и глубинными разломами.

Типоморфными минералами кимберлитов являются алмаз, пироп, хромшпинелид (хромпикотит), пикроильменит. В целом породы определяются как ультрабазиты повышенной щелочности, обогащенные по сравнению с нормальными ультрабазитами, редкоземельными элементами (на один-два порядка). Для кимберлитов установлен постоянный селективно-цериевый состав редких земель. Существенной особенностью кимберлитовых пород является также повышенное по сравнению с нормальными ультрабазитами содержание ряда малых и редких элементов — Sr, Ba, B, Zr, Nb, Th, U и заметно повышенное содержание летучих компонентов (P, F, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>).

## ЛИТЕРАТУРА

1. Арсеньев А.А. О закономерности размещения кимберлитов в восточной части Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, 1961, 137, № 5.
2. Базит-гипербазитовый магматизм и минерагения юга Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1973.
3. Биланенко В.А., Балахшин Г.Д., Побережский В.А., Ушаков В.М. Структурно-тектонические критерии размещения кимберлитовых полей в южной части Якутской провинции. — В кн.: Геология, петрография и

геохимия магматических образований северо-востока Сибирской платформы. Иркутск, 1976.

4. Благуюлькина В.А. Петрохимические типы кимберлитов Сибири. - Сов. геология, 1969, № 7.
5. Бурдуков М.В. О происхождении кимберлитов и алмазов. - Геология, вып. УП, Алма-Ата, 1971.
6. Бурков В.В., Подпорина Е.К., О редких элементах в кимберлитовых породах. - Докл. АН СССР, 1965, 163, № 1.
7. Владимиров Б.М., Твердохлебов В.А., Колесникова Г.П. Геология и петрография изверженных пород юго-западной части Гвинейско-Либерийского щита. М.: Наука, 1971.
8. Владимиров Б.М., Одинцов М.М. Глубинный кимберлитовый магматизм и вопросы его структурного контроля. - В кн.: Геология и геофизика Восточной Сибири. Иркутск, 1971.
9. Гоньшакова В.И., Корзун В.П. Особенности проявления щелочно-ультраосновного-щелочнобазальтоидного магматизма на древних платформах. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия, М.: Наука, 1968.
10. Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. М.; Л.: Наука, 1965.
11. Илупин И.П., Соболев С.Ф., Золотарев Б.П., Лебедев-Зиновьев А.А. Геохимическая специализация кимберлитов различных полей Якутии. - Геохимия. 1974, № 4.
12. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978.
13. История геологического развития Русской платформы и её обрамления. М.: Недра, 1964.
14. Ишков А.Д. Источники алмазов уральских россыпей на примере Красновишерского района. Совещание по геологии алмазных месторождений (тезисы докладов). Пермь, 1966.
15. Кимберлитовые породы Приазовья. М.: Наука, 1978.
16. Киселева П.Н. Методы поисков кимберлитовых трубок. - Разв. и охрана недр, 1958, № 11.
17. Кухаренко А.А., Михайлова Б.М., Орлова М.Т. К минералогии кимберлитов Либерийского щита (Западная Африка). - Сов. геология, 1971, № 11.
18. Новикова А.С. Особенности тектоники Большого Донбасса. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36 (4).
19. Одинцов М.М., Владимиров Б.В., Твердохлебов В.А. К вопросу о закономерностях размещения кимберлитов в земной коре - В кн.: Совещание по геологии алмазных месторождений (тезисы докладов). Пермь, 1966.
20. Пучков В.Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоиде Лавразии. Сыктывкар, 1974.
21. Ровша В.С. О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов Якутии. - Докл. АН СССР, 1971, 201, № 6.
22. Сарсадских Н.Н. Региональные и локальные закономерности размещения эндогенных месторождений алмаза. Л.: Недра, 1973.
23. Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли. - Докл. АН СССР, 1964, 158, № 7.
24. Соболев Н.В. Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии. - В кн.: Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968.

25. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974.
26. Ушакова З.Г. Нижнепалеозойская трапповая формация западной части Русской платформы. М.: Госгеолтехиздат, 1962, т.80.
27. Францессон Е.В. Петрология кимберлитов. М.: Недра, 1968.
28. Францессон Е.В. Критерии и факторы алмазности кимберлитовых пород. - Сов. геология, 1972, № 5.
29. Фьерманс Дж.К.А. Предварительный геологический очерк алмазных конгломератов мезозойского возраста в Касаи (Бельгийское Конго) - Mem. Inst. Geol. Univ. Louvain, 1955, XIX, № 2.
30. Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
31. Bardet M.G. Note sur la relation probable entre les lignes de fractures profondes de disjonction continentale et les venues diamantiferes de l'Afrique, Paris, 1956, Chron. Mines O.-M., N 235-236.

И.К. ПЯТЕНКО, Л.Г. САПРЫКИНА

## ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ КАРБОНАТИТОВ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Вулканические образования палеозоя ( $D_3-C_2$ ) Русской платформы, включающие щелочные базальтовые и бесполовошпатовые базальтоидные серии юга Русской платформы (волновухская, покрово-киреевская и припятская серии) и Кольского п-ва (ловозерская и контозерская серии), неоднократно в последние годы были предметом подробных исследований (Н.В. Бутурлинов, В.И. Лебединский, В.И. Гоньшакова, В.С. Гладких, В.П. Корзуи, А.С. Махнач, З.М. Ляшкевич, Л.А. Кириченко, Р.П. Тихоненкова и др.). Сложность и объем этой вулканической ассоциации, вероятно, как и отсутствие общепринятого достаточно подробного классификационного подразделения щелочных базальтовых серий, не позволили исследователям до настоящего времени прийти к единому мнению по поводу формационной принадлежности этих образований, в связи с чем и перспективы их металлоносности остаются до конца не решенными. Обнаруженные в ассоциации с щелочными базальтоидами контозерской серии эффузивные карбонатиты [19], подтверждающие ранее высказанное предположение о возможной связи процессов карбонатитообразования с вулканическими сериями Русской платформы [18], позволяют с новых позиций подойти к решению этих вопросов. При этом очередной задачей оказывается более всестороннее определение позиций щелочных базальтоидов с точки зрения их взаимоотношений как с эффузивными карбонатитами, так и с щелочными базальтовыми сериями рассматриваемого региона. Указанным вопросам и посвящена настоящая работа, в основе которой лежат новые данные по вулканическим карбонатитам и щелочным базальтоидам контозерской серии, приведенные в объеме, определяемом кругом поставленных выше вопросов. Эти материалы могут представить интерес не только в связи с металлогеническими проблемами рассматриваемой вулканической ассоциации, но и с более общих петрологических позиций.

### КАРБОНАТИТЫ КОНТОЗЕРСКОЙ КАЛЬДЕРЫ

Геологическое положение. Контозерская вулканическая серия, в состав которой входят вулканические карбонатиты, выполняет кальдерообразную депрессию диаметром около 8 км, располагающуюся среди архейских гранито-гнейсов в районе Контозера, в 60 км к северо-востоку от Ловозерского щелочного массива, где в останцах сохранились образования предшествующей верхнедевонской ловозерской вулканической серии. Оба участка расположены в северо-восточном окончании крупной региональной зоны активизации на Балтийском щите, прослеживающейся на юго-запад до грабена Осло и характеризующейся горст-грабеновым строением [8]. Согласно современным пред-

ставлениям, вулканические породы ловозерской и контозерской серии комагматичны и по петролого-геохимическим особенностям являются аналогами щелочных базальтовых серий юга Русской платформы [4].

Первые представления о составе и строении контозерской серии даны в работах Л.А.Кириченко [11] и А.С.Попова [17], где определены тектоническое положение ее в кальдере опускания, нижнекаменноугольный возраст, взаимоотношение с щелочными интрузиями, вещественный состав слагающих ее эффузивных и осадочных пород. А.С.Поповым, который так же, как А.А.Кухаренко и другие [13], подчеркивает ведущую роль вулканических процессов в формировании всех отложений контозерской серии, были выделены в центре кальдеры тела карбонатных брекчий; образование последних связывалось с фумарольной деятельностью.

По материалам более поздних геолого-разведочных работ авторами настоящей статьи было установлено, что наряду с щелочными базальтоидами, вулканогенными и осадочными образованиями в строении контозерской свиты принимают участие эффузивные карбонатиты-лавы и пирокластиты [19]. В центральной части кальдеры, вблизи карбонатных брекчий, описанных А.С.Поповым, был обнаружен круто уходящий на глубину жерловый аппарат и связанные с ним субвулканические карбонатиты. Согласно данным, полученным Л.Г.Сапрыкиной по материалам картировочного бурения, а также с учетом данных предшествующих исследователей, строение кальдеры представляется схематически в следующем виде (рис. 1). Вулканогенно-осадочные образования контозерской свиты, мощностью около 2000 м, залегают с размывом на маломощных отложениях, условно относимых к верхнему девону и имеют синклинальное залегание с падением к центру кальдеры под углами  $40-30^{\circ}$ . В центре выполненной ими кальдеры располагается жерловина, сложенная метасоматически измененными туфами и брекчиями карбонатного состава, к которой с севера примыкает трубообразное тело эруптивных шкритовых порфиритов. По брекчиям последних развиты форстерит-магнетит-флогопит-кальцитовые карбонатиты с апатитом, которые рассечены более поздними жильными кальцитовыми карбонатитами. Данные гравиметрической съемки свидетельствуют о значительных размерах тела эруптивных брекчий и его протяженности на глубину, гораздо большую, чем это было прослежено скважиной (300 м). По периферии впадины отделена от вмещающих пород кольцевым разломом, представляющим собой зону из нескольких сближенных крутопадающих швов, которые сопровождаются брекчированием пород. Основная роль в тектонике впадины принадлежит разрывным нарушениям, из которых северо-восточные являются, вероятно, унаследованными региональными, в то время как радиальные и концентрические связаны с эволюцией контозерской вулканотектонической структуры; смещения по ним незначительны. В северо-западной части к кальдере примыкает тектонический блок фундамента с выходами более древних интрузий - пироксенитов, нефелиновых сиенитов и других пород.

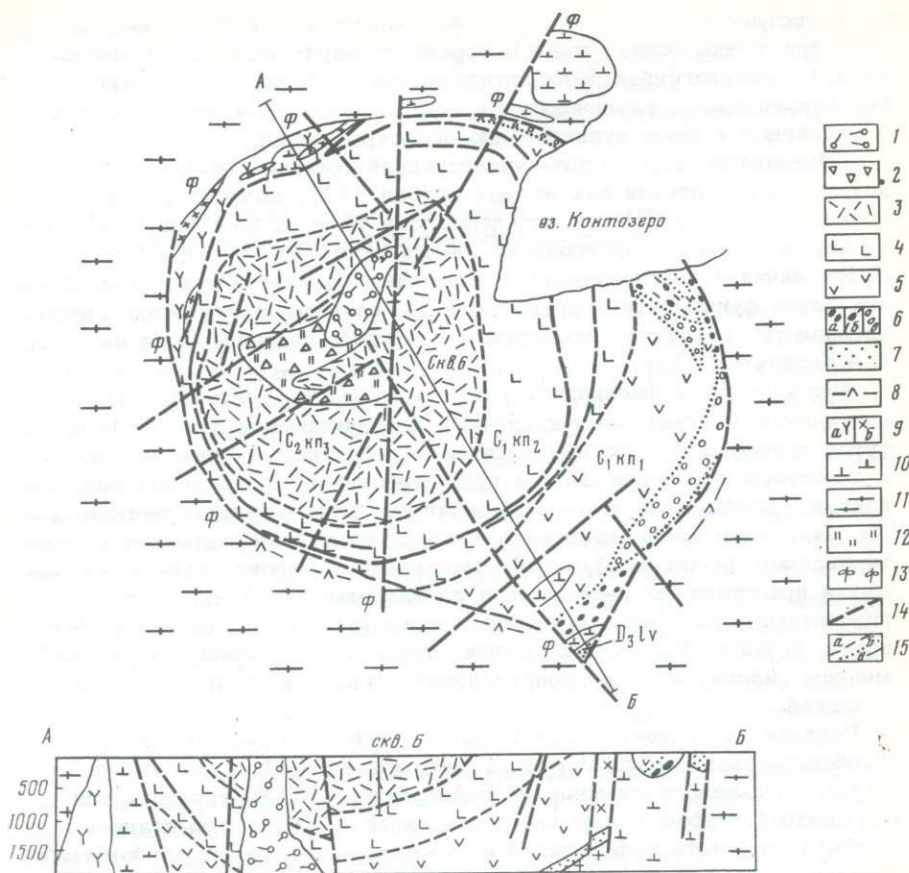


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Контозера (составила Л.Г. Сапрыкина)

1 - пикритовые порфиры и карбонатиты; 2 - карбонатитовые агломераты, туфы, брекчии; 3 - карбонатитовая толща ( $C_2$  кп<sub>3</sub>) - чередование карбонатитовых лав, туфов, туффитов, известняков, алевролитов, песчаников, туфов меллилититов, карбонатит-пикритов; 4 - меллилититовая толща ( $C_1$  кп<sub>2</sub>) - меллилититы, нефелиниты и их туфы; 5 - авгититовая толща ( $C_1$  кп<sub>1</sub>) - авгититы, лимбургиты и их туфы; 6, а - туфоконгломераты и туфобрекчии глыбовые, б - полимиктовые брекчии, в - алевролиты с прослоями конгломератов; 7 - ловозерская серия ( $D_3$  lv?) - аркозовые песчаники, алевролиты, аргиллиты с покровами базальтов; 8 - дайки авгититов, альнеитов, мончикитов (Pz); щелочные интрузии (Pz): 9, а - нефелиновые сиениты; б - щелочные сиениты; 10 - пироксениты; 11 - гнейсы и гранито-гнейсы архея; 12 - метасоматиты цеолит-альбит-карбонатные; 13 - фенитизация; 14 - разрывные нарушения; 15 - геологические границы: а - между толщами, б - фациальные, в - интрузивные

В составе контозерской осадочно-вулканогенной свиты выделяется три толщи (снизу вверх): терригенно-вулканогенная (авгититовая), вулканогенная (мелилититовая) и карбонатно-терригенная (карбонатитовая), различающиеся составом как вулканических, так и связанных с ними вулканогенно-осадочных пород.

Образования терригенно-вулканогенной толщи ( $C_1kn_1$ ), возраст которой определяется как нижний карбон [11], выходят в виде полукольца в восточной части кальдеры. Эта толща с размывом залегает на верхнедевонских алевролитах, ее мощность около 600-750 м. Туфобрекчии и конгломераты с обломками базальтов и кристаллических пород фундамента и другие породы, слагающие эту часть свиты-алевролиты, авгититы, лимбургиты и другие, подробно были описаны Л.А.Кириченко [11].

Вулканогенная (мелилититовая) толща ( $C_1kn_2$ ) связана с нижней постепенными переходами и сложена чередующимися покровами лав и туфов преимущественно мелилититов и нефелинитов, реже авгититов с прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов. Монолитные лавовые покровы редки, чаще это лавобрекчии или пористые, шлаковидные лавы, участками фрагментированные локальными взрывами и цементированные цеолит-карбонатным материалом. Пирокластические отложения представлены пепловыми и лапиллиевыми туфами, иногда с пизолитами, свидетельствующими о наземной или мелководной обстановке. В верхней части толщи туфы цеолитизированы и изменены наложенной карбонатизацией, флюоритизацией и сульфидизацией.

Верхняя часть контозерской свиты - терригенно-карбонатная (карбонатитовая) толща ( $C_1kn_3$ ), возраст которой согласно данным спорово-пыльцевого анализа (М.Б.Андреева, СЗГУ) определяется как средний карбон, имеет мощность около 1000 м и выполняет центральную часть кальдеры. В ее составе преобладают карбонатные породы - эффузивные (лавы и туфы карбонатитов), вулканогенно-осадочные (известковистые туфоалевролиты, туфопесчаники, туффиты) и осадочные (известняки, мергели). В значительно меньшем масштабе проявлен щелочно-базальтоидный вулканизм, продукты которого обычно тесно ассоциируют с карбонатитовой пирокластикой (смешанные силикатно-карбонатные туфы). По составу они несколько отличаются от щелочных базальтоидов нижних толщ и представлены стекловатыми оливиновыми мелилитами, пикритовыми порфиритами и силикатно-карбонатными лавами (карбонатит-пикриты и пикрит-карбонатиты) с переменным содержанием карбоната. Мощность покровов и переслаивающихся с ними вулканогенных и осадочных пород невелика, 0,2-1,5 м, редко до 20 м и более. Осадочные породы тесно связаны по составу с вулканическими и формируются, вероятно, за счет их дезинтеграции и непосредственного переотложения. Отмечена постоянная ассоциация карбонатитовых пирокластов с известняками, а силикатных - с туфоалевролитами и туфопесчаниками. Вблизи вулканического жерла центральной части кальдеры, в верхней части этой толщи, резко преобладают туфолавы карбонатитов и карбонатит-пикритов, а оса-

дочные отложения редки. В составе пирокластов появляются выбросы крупнокристаллических пород и минералов карбонатитовой ассоциации, в том числе карбонатитов, магнетит-апатитовых пород, граната, перовскита, диопсида и других, принадлежащих, вероятно, к интрузивной и внутрижерловой фации.

### **Петрографическая характеристика карбонатитов и их взаимоотношение с щелочными базальтоидами**

Вулканические карбониты представлены туфоловами псаммитовой размерности с такситовыми брекчиевидными структурами, реже — монолитными лавами с трахитоидной порфировой структурой. Размеры зерен слагающих их минералов обычно не превышают десятых долей миллиметра, т.е. относятся к числу микрозернистых. По составу выделено три основных типа карбонатитов: 1) кальцитовые с флогопитом, 2) кальцитовые с магнетитом, 3) доломит-кальцитовые с альбитом и сульфидами (пирротинитом и пиритом). Наиболее распространены карбонатиты первого типа (рис. 2) — плотные светло-серые породы, сложенные преимущественно кальцитом; в фенокристаллах отмечаются отдельные округлые пластинки флогопита до 1,5 см в диаметре. Кроме флогопита, обнаруживаются микровкрапленники неизмененного оливина, диопсида, апатита, таблитчатого кальцита, а также примесь перовскита, магнетита, граната, ильменита. Основная масса состоит из игольчатых и уплощенно-таблитчатых микролитов кальцита, которые заключены в разнотельной массе того же минерала. Морфологические особенности кристаллов кальцита в микровыделениях и основной массе, имеющих уплощенно-таблитчатый по (0001) габитус с отчетливо проявленной ромбоэдрической спайностью на поперечных срезах, позволяют отнести эти кальциты к высокотемпературной разновидности [1]. Как показано А.Г.Жабиным [10], появление кальцита такой формы в карбонатно-силикатных магматических породах, карбонатитах и кимберлитах обусловлено высоким давлением  $\text{CO}_2$  при их кристаллизации. Для изученных кальцитовых карбонатитов очень характерно присутствие стекловатого силикатного материала в виде обломков, пропластков, а иногда неправильных форм обособлений. Наиболее крупные из них раскристаллизованы с выделением флогопита, кальцита и цеолитового агрегата.

Кальцитовые карбонатиты с магнетитом отличаются макроскопически более темной окраской, что связано с рассеянными в породе рудными минералами — магнетитом и ильменитом. Выделения силикатных минералов (оливина, пироксена и др.) обычно отсутствуют, основная масса сложена неправильными изометричными или ромбоэдрическими зернами кальцита с примесью светлоокрашенного флогопита, обычно замещенного хлоритом, а также апатита.

Доломит-кальцитовые карбонатиты с альбитом макроскопически плохо диагностируются, отличаются непостоянством структур и состава и связаны переходами с карбонатитами второго типа. Богатые



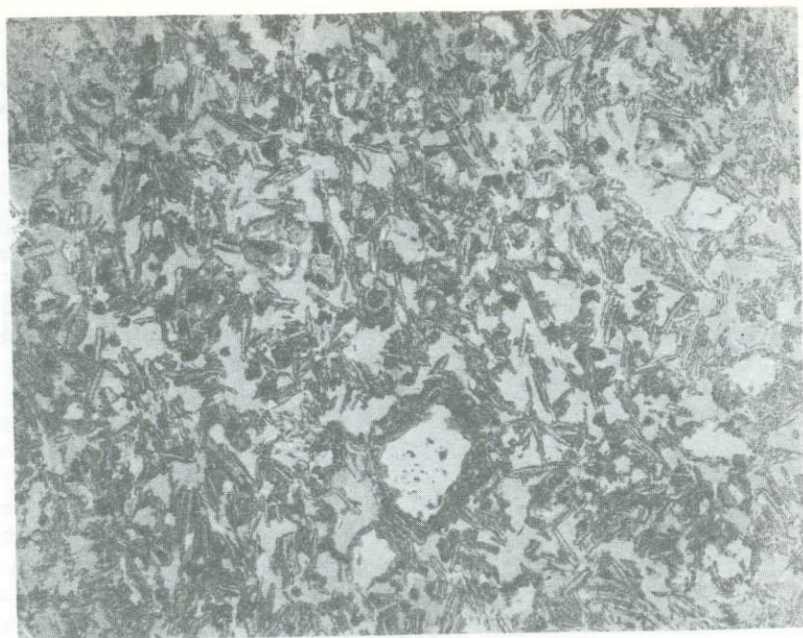


Рис. 3. Слюдистый пикрит-карбонатит. В выделениях псевдоморфозы хлорита по оливину; основная масса - пластинки флогопита в кальците (светлый фон). Скв. 6, шл. 250, увел. 10, без анализатора

карбонатом разности этих пород слабо порфириовидны за счет выделений ромбоэдрической формы кристаллов доломита, основная масса сложена зернистым кальцитом с переменным количеством тонкоагрегатного альбита, цеолитов, хлорита. Из рудных минералов характерен пирротин и замещающий его пирит; отмечаются скопления тонкопризматического апатита. В разностях со значительным содержанием альбита отмечены сегрегационные обособления силикатной и карбонатной частей породы, что в некоторых случаях может рассматриваться как первичное разделение щелочно-карбонатного раствора-расплава. По мере обогащения щелочными силикатами в породах все отчетливей проступают признаки метасоматического замещения альбитом и цеолитами ранее образованных карбонатов; появляются барит, флюорит, хлорит, халькопирит.

Рис. 2. Флогопит-кальцитовые карбонатитовые лавы: а) выделения флогопита в массе кальцита с микролитовой структурой; скв. 6, шл. 55, увел. 10; б) характер основной массы - лейсты кальцита в тонкозернистом агрегате кальцита, флогопита, магнетита; шл. 191, увел. 72; в) таблитчатые выделения кальцита с ромбоэдрической спайностью; шл. 71, увел. 72, без анализатора

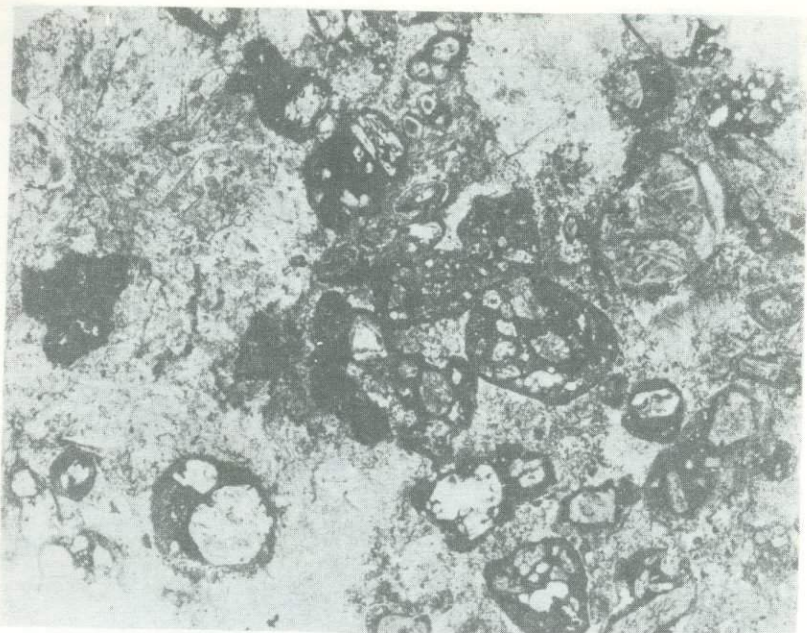


Рис. 4. Стекловатые "капли" во флогопит-кальцитовом карбонатите. Правильные выделения в темном стекле — оливин, частично хлоритизированный. Скв. 6, шл. 274, увел. 10, без анализатора

К кальцитовым карбонатитам первого типа (с флогопитом и оливином) близки по минеральным ассоциациям силикатно-карбонатные породы переходного состава, сложенные переменными количествами оливина, флогопита, карбоната, с примесью характерных для всех рассмотренных пород минералов — апатита, перовскита, граната. Вкрапленники в силикатно-карбонатных породах образованы оливином, а основная масса состоит из удлиненных пластинчатых кристаллов флогопита, иногда с каемкой тетраферрифлогопита. Промежутки между флогопитом выполнены разнозернистым кальцитом, изоструктурным с силикатными минералами (рис. 3). Меланократовые (безкарбонатные) разности этих пород представляют собственнощелочные (слюдистые) пикритовые порфириды. По мере обогащения первичным карбонатом они переходят в карбонатит-пикриты и пикрит-карбонатиты. При быстром охлаждении лав такого состава в зависимости от количества содержащейся в них карбонатной части, образуются стекловатые мелилититы, переполненные ликвационными миндалинами кальцита, а при более активном участии газов — "туффизитоподобные" фрагментированные лавы и туфы смешанного состава, характерные для разреза контозерской толщи.

Более определенные признаки ликвационного разделения карбонатного и силикатного материала, проявившегося при формировании этих

пород в поверхностных условиях, обнаруживаются в нижней подошвенной части покровов пикрит-карбонатов, где стекловатый силикатный материал с ранее выделившимися вкрапленниками оливина обособляется в виде различного размера (до 0,5 см) "капель" в существенно карбонатном, но с примесью флогопита и магнетита базисе (рис. 4). Известны и обратные соотношения. Так, в кровле довольно мощного (около 20 м) покрова карбонатит-пикритов (скв. 6, гл. 577 м) обнаруживаются плотные пестрые породы, макроскопически напоминающие "сваренные" туфы. Под микроскопом (рис. 5, а) оказывается, что породы состоят из двух компонентов — тонкозернистого карбоната и стекловатой ослюдненной массы светло-бурой окраски, которые как две несмешивающиеся вязкие жидкости причудливо перемешаны и сохраняют следы течения. Нам представляется возможным трактовать образование подобных пород в верхней корке покрова как результат разделения расплава при резкой смене температуры на две фазы — силикатную щелочную и углекислую, богатую кальцием. При течении некоторая часть последней, обволакиваясь вязким расплавом, достаточно быстро кристаллизовалась, образуя криптокристаллический агрегат кальцита.

Примеры можно было бы продолжить. Отметим только, что в некоторых случаях (в подошве указанного выше покрова карбонатит-пикритов) в зоне закалки отмечены обособления очень тонкозернистого апатита ликвационного облика (см. рис. 5, б). Апатит является одним из самых характерных минералов всей рассматриваемой ассоциации карбонатных пород, где его содержание обычно не менее 2-5%. Это один из ранних минералов, он ассоциируется с оливином, диопсидом и флогопитом, которые иногда совместно обособляются в виде линзовидных скоплений и желваков. Эти обособления в карбонатитовых лавах по существу представляют участки фосфатной лавы и имеют типичную порфиоровую структуру с вкрапленниками свежего оливина и диопсида (до 2 мм) в тонкозернистой массе из призматических лейт апатита с примесью кальцита и флогопита.

Петрография вулканических пород (авгититов, меланефелинитов, мелилититов) двух нижних толщ контозерской свиты ранее была рассмотрена в работах Л.А. Кириченко [11], Л.С. Бородина и В.С. Гладких [3], поэтому здесь отметим лишь основные их особенности. Это микропорфиоровые породы с гипокристаллическими структурами. Основными породообразующими минералами являются пироксен (авгит, титанавгит) и нефелин, к которым в мелилититах присоединяется мелилит, обычно замещенный цеболлитовым агрегатом. Оливин в этих породах образует редкие вкрапленники и изменен значительно более других минералов. В основной массе в различной мере раскристаллизованной присутствуют карбонаты, цеолиты, перовскит, апатит, сфен и др. В мелилититах верхней, карбонатной толщи, как уже отмечалось, во вкрапленниках преобладает оливин и мелилит, замещаемый здесь кальцитом. В щелочных пикритовых порфиритах основная роль принадлежит выделениям оливина, а в стекловатом базисе, наряду с обильной рудной вкрапленностью, отмечаются мелилит, каль-

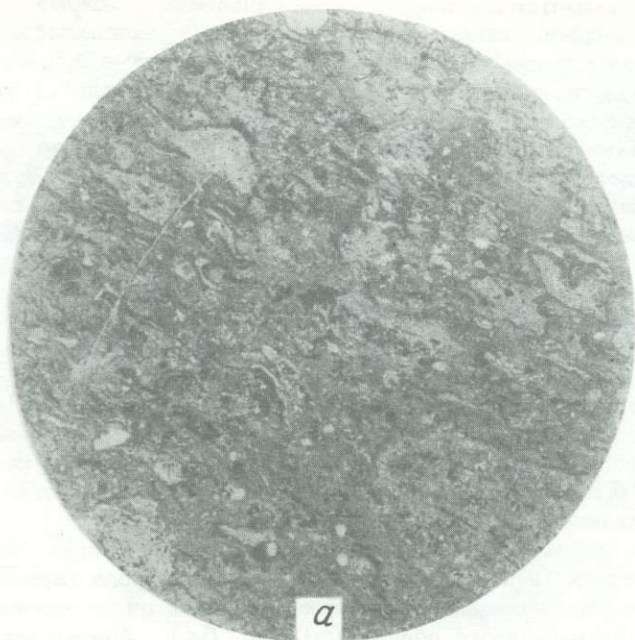


Рис. 5. Характер изменения состава пород в покрове пикрит-карбонатита, скв. 6; инт. 557-577 м.

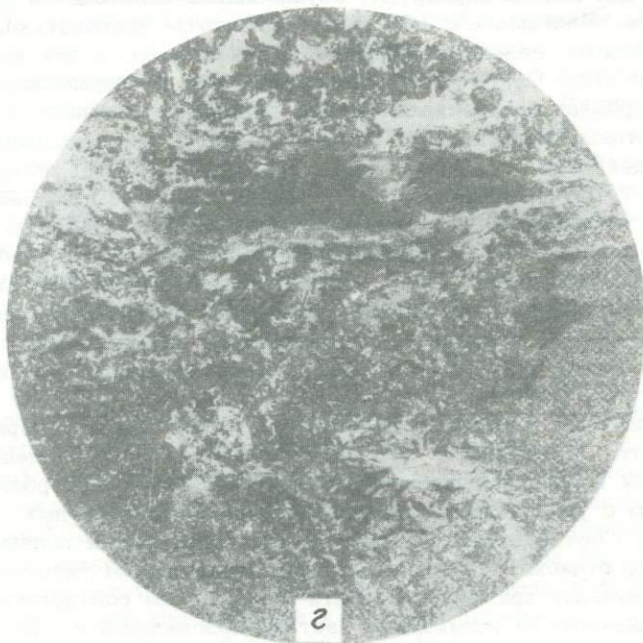
*a)* Верхняя часть - обособления кальцитового материал. (светлые пятна) в ослуженной стекловатой массе (серое, темно-серое).

Увел. 5, без анализатора, *б)* Слюдисто-карбонатная лава с редкими

цит, пироксен. Более раскристаллизованные разновидности этих пород содержат в основной массе флогопит, диопсид, гранат, кальцит, перовскит, апатит. Обогащенные карбонатом разновидности щелочных пикритовых порфиритов являются переходными к рассмотренным выше оливин-флогопит-карбонатным породам - пикрит-карбонатитам. Подобная смена составов (пикритовый порфирит - пикрит-карбонатит) отме-



В



г

выделения оливина; гл. 561 м, увел. 5, в) слюдястый пикрит с псевдоморфозами граната (темный агрегат) по мелилиту; гл. 569 м, увел. 24, г) такситовая слюдясто-карбонатная порода из нижнего контакта. Линзовидные светлые участки – обособления тонкоигло-чатого апатита с кальцитом; увел. 5, без анализатора

чается при переходе от подошвы к кровле лавового покрова на интервале около 20 м и может рассматриваться как результат проявления диффузионно-гравитационной дифференциации в поверхностных условиях. Нижние части покрова обогащены выделениями оливина, магнетита и мелилитом, который замещается псевдоморфно агрегатом граната и флогопита, а в верхних – преобладают флогопит и каль-

цит, сначала развивающиеся по мелилиту, а затем полностью его сменяющие и кристаллизующиеся самостоятельно с образованием офитоподобных структур (см. рис. 5, б, в). Условия насыщения углекислотой, достаточные для кристаллизации кальцита вместо мелилита, обеспечивались, вероятно, существованием закалочной зоны, "корки" в кровле покрова, особенности кристаллизации которой рассматривались выше.

### Петрохимические особенности вулканических карбонатитов

Сопоставление выделенных разновидностей карбонатитов по химическому составу (табл. 1) показывает, что содержания кремнезема и углекислоты в них сильно варьируют, обусловливая колебания и других компонентов. Максимально обогащены кальцитом флогопит-кальцитовые карбонатиты, однако содержание кремнекислоты в них не опускается ниже 9%  $\text{SiO}_2$ . Во всех разновидностях, судя по нормативному расчету, карбонат представлен чистым кальцитом и только в доломит-кальцитовых карбонатитах появляется около 10% доломитовой составляющей. Для всех пород характерны высокие содержания фосфора (1,4-7,1% нормативного апатита), высокие ( $>1$ ) значения коэффициента агпаитности и отношения титана к сумме железа (среднее  $\text{Ti} \cdot 100 / \Sigma \text{Fe} = 22$ ); отдельные разновидности оказываются обогащены марганцем (до 0,84%  $\text{MnO}$ ). Расчеты нормативного состава карбонатитов показывают, что состав силикатной части выделенных типов карбонатитов варьирует по соотношению полевых шпатов и фельдшпатоидов и значению цветного индекса. Наиболее щелочной и меланократовой (цветной индекс без кальцита равен 65-78) оказывается силикатная часть пикрит-карбонатитов, в норме которых полевые шпаты отсутствуют. Значение цветного индекса в целом уменьшается в ряду кальцитовый доломит-кальцитовый карбонатит, параллельно с увеличением кремненасыщенности силикатных частей этих пород. Соответственно этому в норме появляются полевые шпаты, которые становятся преобладающими в последнем типе карбонатитов. Увеличение кремнекислотности при этом не соответствует нарастанию щелочности силикатных частей карбонатитов и составы не могут быть представлены в виде единого дифференционного ряда. Наличие двух линий дифференциации силикатных расплавов подтверждается при сопоставлении их с щелочными базальтоидами - щелочными пикритовыми порфиритами и оливковыми мелилититами (табл. 2). Одна линия представлена рядом: щелочной пикритовой порфирит - пикрит-карбонатит - кальцитовый карбонатит с флогопитом и характеризуется резким накоплением щелочей при незначительном нарастании кремнезема (34-41%  $\text{SiO}_2$ ), что отвечает характеру дифференциации щелочноультраосновных серий (меланефелинит-фонолит). Оливковые мелилититы более кремненасыщены и стоят в одном ряду по соотношению кремний-щелочи с другими типами карбонатитов (магнетитовыми и доломит-кальцитовыми). По нарастанию кремнезе-

ма более интенсивному, чем в предыдущем ряду, они отвечают базальтоидным сериям, что наглядно представлено на диаграмме (рис. 6). Среди известных в настоящее время вулканических карбонатитов к контозерским наиболее близки обогащенные силикатами карбонатитовые лавы Западного рифта Восточной Африки (вулканы Казекери и Кальянго в Уганде). Силикатные части этих лав (рассчитаны по данным [2, 27]) отличаются от контозерских значительно более низким уровнем кремнекислотности — щелочности, высоким значением цветного индекса и отвечают слабо дифференцированным ультраосновным типам щелочной серии этой зоны Африки. В целом состав карбонатитовых лав Уганды отличается также более высокой селективностью, т.е. породы обогащены карбонатами и обеднены силикатами, так что содержание кремнезема в них обычно не превышает 12–13%  $\text{SiO}_2$ . Еще в большей степени селективны карбонатитовые лавы Восточного рифта, где кремнезем практически отсутствует (вулканы Олдоиньо-Ленгаи, Керимаси; [2]). В контозерских карбонатитовых лавах содержание кремнезема по сравнению с африканскими значительно выше и в среднем составляет около 20–25%  $\text{SiO}_2$ . Таким образом, выявляется определенная зависимость между характером силикатной части карбонатитовых лав, их селективностью и кремнекислотностью — щелочностью вулканических серий, с которыми они генетически связаны.

Дискуссионность вопроса о генезисе карбонатитов общеизвестна, поэтому здесь остановимся лишь на одной его стороне, касающейся возможности разделения силикатных и карбонатных расплавов в процессе глубинного магмаобразования. Ряд экспериментов, проведенных А. Ван Гроссом и П. Уилли [25, 24] показали, что в системе  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{H}_2\text{O}$  с добавлениями  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  при высоких температурах и давлении имеется разрыв смесимости силикатной и карбонатной фаз. В результате образуется три флюидные фазы (две жидкие и одна газообразная) — а) карбонатная жидкость, б) силикатный расплав, недосыщенный кремнекислотой и богатый щелочами, и в) газовая фаза ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  и др.). Эти три фазы, по мнению авторов эксперимента, могут быть сопоставлены с нефелинсодержащим расплавом (ийолит, нефелинит), карбонатитовым расплавом и сосуществующей фенитизирующей фазой. Понижение давления в системе увеличивает смесимость силикатной и карбонатной фаз; тот же эффект смесимости вызывает увеличение парциального давления паров воды.

Основываясь на этих данных, можно прийти к общему заключению о том, что формирование высокоселективных карбонатитовых лав рифтовых зон Восточной Африки происходило при более высоких давлениях, т.е. связано с большими глубинами, чем образование расплавов, давших начало богатым силикатной фазой карбонатитовым лавам контозерской серии. Это предположение соответствует и особенностям химизма (уровню кремнекислотности — щелочности) силикатных частей карбонатитовых лав сравниваемых регионов, отражающих в определенной мере состав исходного силикатного расплава, от которого отделялись карбонатиты.

Таблица 1

Химический состав эффузивных карбонатов Конгозера (в вес.%)

Компоненты	Пикрит-карбонаты			Флогопит-кальцитовые карбонаты			
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	28,90	30,65	27,30	20,80	12,56	10,86	9,35
TiO <sub>2</sub>	2,44	3,48	4,80	1,50	1,47	0,80	0,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,80	5,70	4,60	7,90	2,65	4,20	3,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,85	10,72	8,42	-	2,84	1,56	3,32
FeO	5,90	4,05	8,82	6,30	3,55	3,10	2,95
MnO	0,24	0,21	0,30	0,45	0,18	0,54	0,84
MgO	9,84	10,46	8,40	3,55	4,51	3,05	0,16
CaO	19,52	22,52	18,88	28,24	36,89	39,33	43,85
Na <sub>2</sub> O	2,81	1,65	1,18	2,89	1,56	1,78	1,38
K <sub>2</sub> O	3,42	1,37	3,52	3,24	3,25	0,86	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,12	0,66	1,56	3,05	2,32	2,20	1,60
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,34	-	-	-	1,57	-	0,89
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,11	-	1,07	-	1,42	-	0,04
П.п.п.	-	8,08	7,53	-	-	-	-
CO <sub>2</sub>	11,31	-	-	21,15	25,20	31,38	30,23
F	0,21	SO <sub>3</sub> = =0,12	SO <sub>3</sub> = =3,95	0,23	-	-	-
Сумма	99,81	99,67	100,41	99,93	100,14	99,82	100,31
K <sub>ан</sub>	1,2	0,73	1,2	1,05	1,9	0,92	1,02
K/Na	0,80	0,50	1,9	0,72	0,96	0,35	0,59
Ti/ΣFe	21	23	26	22	22	16	11
·100							
		Нормы CIPW					
ce	25,7	15,4*	17,1*	48,1	57,3	71,3	68,7
ap	2,7	1,4	3,7	7,1	5,4	5,1	3,7
or	-	-	-	16,7	-	5,6	-
ab	-	-	-	-	-	4,7	-
Ns	-	-	-	0,5	1,1	-	-
an	-	4,2	-	-	-	0,8	-
ne	8,8	7,4	2,3	12,2	0,6	5,4	6,0
lc	15,7	6,6	16,2	1,8	-	-	5,7
hy	-	-	-	-	-	-	-
di	10,4	32,4	14,9	-	-	-	3,2
ac	6,5	-	5,1	-	6,5	-	0,5
ol	17,1	7,7	18,4	10,1	13,2	3,5	1,9
cs	1,7	2,2	-	-	1,6	-	3,4
pr	-	6,0	8,2	-	2,6	-	-
il	4,6	-	-	2,9	-	1,5	1,4
mt	3,7	13,9	9,7	-	-	2,1	4,6
hm	-	1,1	-	-	0,5	-	-
gr	-	-	-	-	-	-	-
kr	-	-	-	-	8,0	-	-
Цветной индекс (без кальцита)	65,6	78,1	77,0	39,2	75,4	42,5	61,5

Примечания. 1) Глубина 563,0 м, скв. 6, обр. 15и; 2) скв. 6, ср. из 3-х ан. инт. 565-566 м (по данным ЛРП); 3) скв. 6, глубина 329,6 м, обр. 403; 4) скв. 6, глубина 678,0 м, обр. 45и; 5) скв. 6, глубина 563,5 м, обр. 16и; 6) глубина 740,8 м, скв. 6, обр. 65и; 7) скв. 6, инт. 740-747 м, обр. 212к; 8) скв. 6, глубина 650,7 м, обр. 411 к; 9) скв. 6, глубина 702,5 м, обр. 439 к; 10) скв. 6, глубина 653,0 м, обр. 34 м; 11) скв. 6, глубина

	Магнетит-кальцитовые карбонаты			Доломит-альбит-кальцитовые карбонаты			Карбонатная лава
	8	9	10	11	12	13	
	19,92	25,50	18,23	22,41	23,78	28,94	17,08
	3,39	3,25	3,07	2,10	1,88	3,18	2,34
	3,20	7,98	4,35	6,90	5,75	7,47	5,56
	4,83	3,94	3,59	9,54	12,04	4,59	8,74
	7,38	7,78	7,52	0,26	0,44	6,84	2,29
	0,23	0,21	0,22	0,46	0,35	0,21	0,33
	7,80	4,53	7,01	5,56	4,12	6,05	7,35
	23,81	21,02	24,51	26,64	23,13	18,22	28,40
	2,00	3,41	2,40	3,02	3,06	3,20	1,19
	1,00	1,62	1,20	0,90	1,71	1,60	1,02
	1,14	1,50	1,13	1,16	1,02	1,63	1,94
	-	0,70	1,33	3,30	0,62	-	4,41
	-	0,16	0,46	1,28	0,26	0,98	2,09
	23,47	S <sub>общ</sub> =1,67	-	-	S <sub>общ</sub> =1,96	13,50	-
	-	17,22	24,26	16,37	18,11	-	15,38
	SO <sub>3</sub> =1,48	-	-	-	CaO=2,23	SO <sub>3</sub> = =3,44	0,12
	99,65	100,49	100,41		100,46	99,85	98,62
	1,38	0,92	1,2	0,85	1,2	0,93	0,55
	0,34	0,41	0,33	0,21	0,36	0,33	0,58
	26	25	26	21	15	26	21
		Нормы CIPW					
	51,1*	39,1	53,8	37,2	40,1	30,6*	34,9
	2,7	3,7	2,7	2,7	2,4	3,7	4,4
	6,1	9,5	7,2	5,6	10,0	9,5	-
	10,5	20,5	10,5	8,4	16,8	25,7	-
	-	-	-	-	-	-	-
	-	1,7	-	2,8	-	-	6,7
	-	4,6	2,6	9,1	1,7	0,9	5,4
	-	-	-	-	-	-	4,8
	7,7	-	-	-	-	-	-
	-	-	-	9,1	-	-	6,7
	5,5	-	4,6	-	5,1	-	-
	4,8	8,5	7,2	6,7	5,8	12,2	10,6
	-	-	-	-	-	-	2,9
	-	-	-	3,5	-	-	3,9
	6,5	6,1	6,0	-	1,7	6,1	-
	4,2	5,6	3,0	2,6	-	6,7	8,1
	-	-	-	7,7	10,2	-	3,0
	-	-	-	-	1,0	-	-
	64,0	36,5	46,6	55,4	47,8	44,3	70,0

552,0 м, обр. 10 и; 12) скв. 6, глубина 680,0 м, обр. 191 к; 13) скв. 6, глубина 702,0 м, обр. 436 к; 14) карбонатная лава Уганды г.Казекери (Белосов и др., 1974). Анализы 1,3-13 выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ; аналитики: Т.И.Мачихина и В.Д.Богомолова.

\* Содержание Ca примерное, рассчитано по величине П.п.п., принятое равным CO<sub>2</sub>.

$(\text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O}), \%$

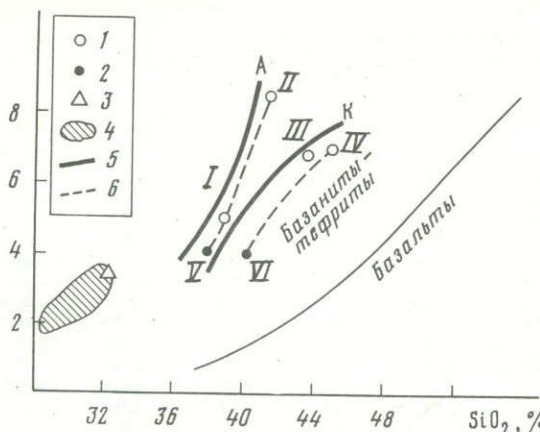


Рис. 6. Диаграмма  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O})$  для состава силикатных частей карбонатитовых лав

1 - силикатные части карбонатитовых лав контозерской серии (по табл. № 2): I - пикрит-карбонатит, II - флогопит-кальцитовый карбонатит, III - магнетит-кальцитовый; IV - доломит-альбит-кальцитовый карбонатит; 2 - щелочные базальтоиды (кальцит удален); V - щелочные пикритовые порфириты, VI - стекловатые мелилититы; 3 - силикатная часть карбонатитовой лавы горы Казекери, Уганда по [2]); 4 - поле составов силикатных частей карбонатитовых лав р-на Форт-Портал (по [27]); 5 - линии составов серий щелочных базальтоидов; К - контозерская; А - Восточной Африки (по [2]); 6 - линии эволюции составов силикатных частей карбонатитовых лав Контозера. Разделение полей базаниты-базальты по [20]

Что касается различных разновидностей изученных карбонатитов в контозерской серии, то, судя по их тесной ассоциации и перемежаемости в разрезе, можно полагать, что они имеют единую природу, а их разнообразие, вероятно, связано с незначительными колебаниями условий образования. Так, кальцитовые карбонатиты с флогопитом, отличающиеся наиболее низкими содержаниями силикатной фазы, присутствием кальцита высокотемпературного габитуса и высокой щелочностью силикатной части, вероятно, являются относительно более высокотемпературными и образовались при более высоких давлениях  $\text{CO}_2$ . Особенности их структур позволяют предполагать, что кристаллизация началась еще в пределах вулканического аппарата, возможно, в глубоких его горизонтах, а на поверхность они извергались в виде кристаллической массы или пирокластиков. Появление близких к ним по парагенезисам силикатных минералов смешанных силикатно-карбонатных лав - пикрит-карбонатитов, вероятно, связано с периодами ослабления давлений  $\text{CO}_2$  в вулканическом аппарате, возможно, после выбросов и извержения основной массы кальцитовых

Таблица 2

Средние составы силикатной части эффузивных карбонатитов Контозера \*

Окислы, вес. %	Эффузивные карбонатиты			Щелочные базальтоиды			Карбонатит Уганды
	1	2	3	4	5	6	
SiO <sub>2</sub>	38,59	41,10	44,63	43,71	37,39	40,00	32,52
TiO <sub>2</sub>	4,73	3,45	6,90	4,10	3,96	5,42	4,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,62	14,15	10,64	11,86	8,98	6,67	10,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,44	6,71	8,80	15,87	11,01	14,61	16,61
FeO	8,43	10,45	14,02	3,94	2,60	5,53	4,35
MnO	0,34	1,73	0,46	0,61	0,34	0,24	0,63
MgO	12,72	6,26	6,22	9,09	13,76	14,14	13,97
CaO	10,82	4,74	0,22	3,12	17,26	8,78	12,70
Na <sub>2</sub> O	2,54	5,93	5,44	5,43	3,36	2,50	2,26
K <sub>2</sub> O	3,77	5,48	2,67	2,47	1,34	2,11	1,94
C <sub>1</sub> 2*	33	18	17	25	42	36	36

\* 1-4 по данным табл. 1; 1) пикрит-карбонатит, ср. из 3-х ан.; 2) флогопит-кальцитовый карбонатит, ср. из 4-х ан.; 3) магнетит-кальцитовый карбонатит, ср. из 3-х ан.; 4) доломит-альбит-кальцитовый карбонатит, ср. из 3-х ан.; 5) силикатная часть щелочного пикритового порфирита, контозерская свита, скв. 6, обр. 408-к; 6) то же для стекловатого мелилита с миндалитами, скв. 6, ср. из 4-х ан.; 7) силикатная часть карбонатитовой лавы вулк. Казекери в Уганде [2].

Составы получены путем удаления CaO соответственно количеству CO<sub>2</sub> и пересчета на безводную основу.

2\* C<sub>1</sub>2 = MgO/MgO + FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O (индекс затвердевания Куно)

карбонатитов. В отличие от этого, формирование доломит-кальцитовых карбонатитов отвечает, вероятно, периодам насыщения водной фазой, давление которой, согласно цитированным выше авторам, также увеличивает смесимость силикатной и карбонатной фаз. Участие водной фазы подтверждается присутствием в этих породах хлорита, цеолитов и всей последующей их эволюцией с переходом в гидротермальные образования, чем, возможно, и определяется пониженная щелочность и высокая кремнекислотность силикатных частей этих карбонатитов.

В заключение этого раздела отметим те вытекающие из изложенного материала выводы, которые, представляют интерес для рассмотрения следующего вопроса — о соотношении щелочных базальтоидов и щелочных базальтовых серий.

1. Щелочные базальтоиды образуются в течение самостоятельной фазы вулканической деятельности, и отделены по времени от предшествующей им базальтовой фазы, что подтверждается наличием в основании контозерской толщи конгломератов брекчий с обломками базальтов.

2. Карбонатитовый вулканизм проявляется на заключительных этапах и генетически связан с щелочными базальтоидами, что вытекает из анализа их геологических соотношений, петрографии и химизма.

3. По своим химическим особенностям изученные карбонатиты отличаются от их аналогов, связанных с щелочно-ультраосновными сериями.

## ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛЬТОИДЫ И ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛЬТОВЫЕ СЕРИИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Вопрос о взаимосвязи щелочных бесполовошпатовых базальтоидов (авгититов, меланефелинитов, мелилититов и т.д.) с щелочными базальтовыми сериями, ассоциации которых характерны для многих регионов мира, является в настоящее время актуальным вопросом петрологии. Примером указанной ассоциации могут служить вулканические серии Маймеча-Котуйской провинции, где щелочные базальтоиды тесно перемежаются в разрезе с базальтами, с которыми они близки по химизму. Их образование в данном случае связывается с глубинным фракционированием пироксена из исходной щелочной базальтовой магмы [5]. Кроме того, имеются ассоциации, где щелочные базальтоиды отделены по времени от базальтового вулканизма или последний вовсе не проявлен (Восточная Африка). Как показано М.Леба, меланефелиниты в этом случае различаются по составу: в ассоциации с базальтами обычны богатые оливином меланефелиниты, в то время как меланефелиниты самостоятельных ассоциаций – существенно пироксеновые. Для последних, которые постоянно связаны в этом регионе с карбонатитовыми проявлениями, принимается и независимое от базальтов происхождение путем частичного плавления мантийного субстрата при высоких содержаниях флюидной фазы [26].

На Русской платформе щелочные базальтоиды ассоциируют с щелочными базальтовыми сериями и известны в контозерской, покрово-киреевской, припятской сериях и других участках.

Как было показано выше, щелочные базальтоиды контозерской серии связаны с заключительной фазой вулканической деятельности, проявившейся с перерывом после образования значительно дифференцированной щелочно-базальт-трахитовой ловозерской серии. Примерно аналогичное соотношение во времени можно предполагать для щелочных базальтоидов Покрово-Киреева. По сравнению с широко распространенным на юге платформы щелочно-базальтовым вулканизмом, щелочно-базальтоидные проявления ограничены и локализованы в единичных вулканических центрах, структурно связанных с тектоническими "узлами" – пересечениями крупных тектонических зон. Щелочные базальтоиды в различной мере дифференцированы, причем для всех пород характерным цветом минералом является клинопироксен при подчиненной роли или отсутствии оливины. На конечных этапах формирования щелочных базальтоидов отмечено появление карбонатитов субвулканической или поверхностной фаций.

Контозерская серия слабо дифференцирована и представлена исключительно бесполовошпатовыми типами (авгититы, мелилититы, меланефелиниты, щелочные пикритовые порфириты). Тесная взаимосвязь щелочных базальтоидов этой серии с карбонатитами была рассмотрена выше. Щелочные базальтоиды покрово-киреевской серии в целом значительно более дифференцированы. Наиболее ранние образования этой серии – авгититы сменяются уже значительно дифференцированными щелочными пироксеновыми базальтами, лейцититами и калиевыми трахитами (ортофирами). Последние представле-

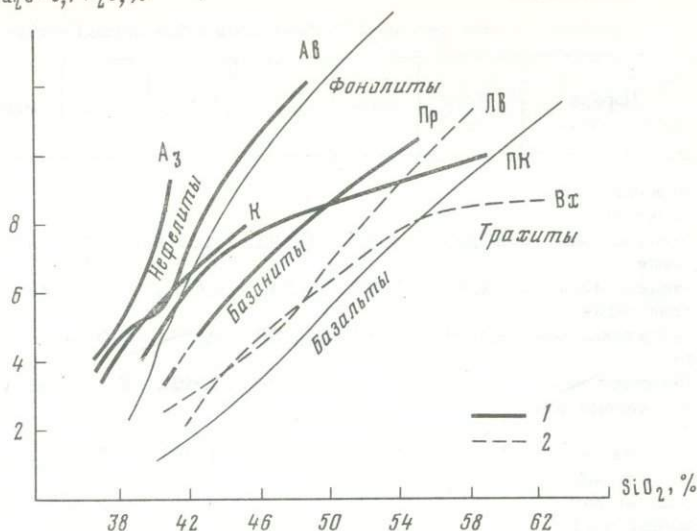
$\text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O}, \%$ 

Рис. 7. Диаграмма  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O})$  для щелочно-базальтоидных и щелочных базальтовых серий Русской платформы. Разделение полей составов по [20]

1 - щелочно-базальтоидные серии: К - контозерская, ПК - покрово-киреевская, Пр - припятская, Аз - западного рифта Восточной Африки, Ав - восточного рифта; 2 - щелочно-базальтовые серии: Лв - ловозерская, Вх - волновихская. Линии составов серий Русской платформы нанесены по материалам авторов, с учетом данных [11, 7, 12, 4, 21, 5, 15, 16]; средние составы серий Восточной Африки по [2]

ны как в вулканической, так и в субвулканической фациях и формируют эруптивные трахит-карбонатные брекчии, образование которых связано с неоднократными эксплозивными явлениями и сопровождается щелочным (калиевым) метасоматозом. Как было показано [18], эти образования имеют аналогов среди субвулканических комплексов.

Судя по имеющимся литературным данным [12, 5], несколько иная геологическая позиция у щелочных базальтоидов Припятской впадины. Эти образования представлены широким спектром дифференциатов, среди которых значительная роль принадлежит щелочным трахитам и нефелинитам, присутствуют анкаратрит-пикриты и пикритовые порфириты при подчиненном значении базальтов и трахибазальтов. Образование пород связывается с гравитационной дифференциацией магмы в условиях промежуточного очага с антидромным порядком излияния от кислых к основным [12]. По времени оно примерно синхронно образованию щелочных базальтовых серий примыкающей части Днепровско-Донецкой впадины. Согласно представлениям В.С.Глад-

Таблица 3

Средние составы щелочных базальтоидов и базальтов Русской платформы\*

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
Щелочные базальтоиды:							
Контгозерская серия	40,93	4,27	11,21	10,10	6,04	0,33	10,08
Покрово-Киреевская серия	41,90	6,07	8,64	8,65	7,33	0,17	9,59
Припятская серия	43,54	2,38	13,59	8,23	3,59	-	5,79
Щелочной широксеновый базальт	45,28	4,29	12,04	7,66	7,11	0,16	7,64
Средний щелочной сливиновый базальт континентов [14]	47,78	2,22	15,33	4,09	7,51	0,15	6,99

\* Анализы получены по собственным материалам автора с использованием данных [11, 4, 7, 15, 16].

ких [5], исходная магма была близка к среднему составу базальтов других серий Русской платформы, т.е. постулируется тот же генезис, что и для щелочных базальтоидов Маймеча-Котуйской провинции.

В табл. 3 приведены средние химические составы щелочных базальтоидов трех рассмотренных серий Русской платформы. Различие между составом щелочных базальтоидов припятской серии и среднего базальта Русской платформы (см. табл. 3, ан.3 и 4) не противоречит предположению [5] об их образовании из базальтовой магмы в соответствии с известными экспериментальными моделями [9, 22]. Действительно, щелочные базальтоиды этой серии по сравнению с базальтами значительно более дифференцированы, характеризуясь более низким значением индекса кристаллизации Куно ( $CI = MgO/MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O$ ), они богаче щелочами и алюминием и обеднены цветными компонентами. Более высокой степени их дифференциации отвечает более низкое значение отношения титана к железу, более высокая степень окисленности железа и т.д.

Что же касается щелочных базальтоидов двух других рассматриваемых серий (см. табл. 3), то особенности их состава не позволяют считать их дифференциатами щелочной базальтовой магмы. Эти породы по составу оказываются менее дифференцированными, чем базальты, они обеднены алюминием и кремнием и обогащены

(в вес.%)

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CI <sup>2*</sup>	Ti/ΣFe	$\frac{Al_2O_3}{MgO}$	$\frac{Al_2O_3}{FeO'}$	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$
10,74	3,71	1,75	0,84	32	26	1,1	0,7	1,7
11,97	2,92	2,76	-	30	36	0,9	0,6	1,2
6,95	3,89	2,88	-	24	20	2,3	1,2	2,2
9,99	2,65	1,68	0,60	29	27	1,5	0,8	1,1
9,00	2,85	1,31	-	30	18	2,2	1,4	0,5

$$2^* CI = MgO/MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O$$

(индекс затвердевания Куно).  $FeO' = FeO + Fe_2O_3 \cdot 0,9$

цветными компонентами. В связи с этим более вероятно предположение о том, что щелочные базальтоиды этих серий являются результатом прямой выплавки из более глубоких горизонтов, чем предшествующие им базальты. В соответствие с современными представлениями, базирующимися на экспериментальных исследованиях, условиями формирования недосыщенных кремнеземом щелочных магм являются высокие давления, отвечающие глубинам около 70 км, низкая степень плавления субстрата и присутствие флюидной фазы, в том числе углекислой. При этом, согласно петрологическим обобщениям М.Ле Баса [26], появление существенно пироксеновых базальтоидов и различие между региональными ассоциациями базальтов с оливиновыми нефелинитами и бедными оливином нефелинитами с карбонатитами, может зависеть от содержания флюидов в первичном мантийном материале. Основанием для этих выводов послужили экспериментальные работы Д.Х.Грина [23], показавшие, что при любом выбранном давлении и степени плавления получаемая магма при высоком содержании летучих обеднена оливином.

С предполагаемым, таким образом, углублением магматического очага на заключительных этапах вулканической деятельности рассматриваемого региона согласуются и проявления карбонатитового вулканизма в контозерской и покрово-киреевской сериях.

В заключение необходимо подчеркнуть, что гетерогенные по способу образования щелочные базальтоиды Русской платформы, генетически связаны с базальтовым магматизмом и наследуют характерную для него тенденцию интенсивного обогащения дифференциатов кремнием, что определяется, вероятно, исходной кремнекислотностью магмы. Эта особенность, наглядно прослеживаемая на графике кремнезем – сумма щелочей (рис. 7), достаточно четко отличает их от щелочных базальтоидов щелочно-ультраосновных серий рифтовых зон Африки. При этом специфичность вулканической ассоциации Русской платформы подчеркивается петрохимической близостью щелочных базальтов и базальтоидов этого региона, выражающейся в первую очередь в высоких содержаниях титана, суммарного и трехвалентного железа, очень высоких значениях титан-железного отношения, в обедненности пород глиноземом и др. Указанные особенности базальтов Русской платформы особенно наглядно проступают при сравнении их состава со средним щелочным оливиновым базальтом континентов (см. табл. 3).

Рассмотренные петрологические особенности щелочных базальтоидов и карбонатитов Русской платформы позволяют сделать вывод об их генетической связи с базальтовым вулканизмом, но достаточно специфичным по петрологии и металлогении и не укладывающимся в принятые рамки формации щелочных оливиновых базальтов континентов. Особенности петрохимии и тесная ассоциация с силикатной фазой вулканизма вполне определяют отличия изученных вулканических карбонатитов от их аналогов из щелочно-ультраосновных серий Восточной Африки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алиев Р.М. Исследование онтогении кристаллов кальцита из Дашкесанского железорудного месторождения. – В кн.: Генезис минеральных индивидов и агрегатов. М.: Наука, 1966.
2. Белоусов В.В., Герасимовский В.И., Горячев А.В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, т. III
3. Бородин Л.С., Гладких В.С. Новые данные о петрографии и геохимии вулканогенных щелочных пород Конгозерской свиты. – В кн.: Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород, М.: Наука, 1973.
4. Бородин Л.С., Гладких В.С., Егорова Н.Ф. К петрологии и геохимии эффузивных пород Ловозерского щелочного массива в связи с проблемой его генезиса. – В кн.: Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород, М.: Наука, 1973.
5. Гладких В.С. К петрологии верхнедевонских вулканогенных пород Припятского и Днепровского грабенев. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, т. XLVII (6).
6. Гладких В.С. Некоторые особенности формации щелочных оливиновых базальтов (на примере Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау). – В кн.: Петрология и металлогения базитов, М.: Наука, 1973.
7. Гоньшакова В.И., Бутурлинов Н.В., Юрченко В.Ф. Девонский щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтоидный комплекс зоны соч-

- ленения Донбасса с Приазовьем (петрохимия). – В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм и минерагения юга Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1973.
8. Горбунов Г.И., Макиевский С.И., Николаева К.А. Проявления палеозойской тектоно-магматической активизации на Балтийском щите. – Докл. АН СССР, 1977, 233, № 3.
  9. Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. – В кн.: Петрология верхней мантии, М.: Мир, 1968.
  10. Жабин А.Г. Сингенез и метаморфизм карбонатитов. М.: Наука, 1971.
  11. Кириченко Л.А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском п-ве. Л.: Недра, 1970.
  12. Корзун В.П., Махнач А.С. Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1977.
  13. Кухаренко А.А., Булах Г.А., Ильинский Г.А. и др. Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1971.
  14. Кутюлин В.А. Проблема петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972.
  15. Лебединский В.И., Кириченко Л.П. Строение и генезис девонской оливин-базальтовой формации Донбасса. – В кн.: Петрология и металлогения базитов, М.: Наука, 1973.
  16. Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1977.
  17. Попов А.С. К вопросу о палеозойском вулканизме Кольского п-ва. – Докл. АН СССР, 1967, 174, № 1.
  18. Пятенко И.К., Гладких В.С. О связи редкометального оруденения с дифференциатами щелочной оливин-базальтовой магмы. – В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975.
  19. Пятенко И.К., Сапрыкина Л.Г. О находке карбонатитовых лав и пирокластитов в палеозойской осадочно-вулканогенной толще р-на Контозера на Кольском п-ве. – Докл. АН СССР, 1976, 229, № 4.
  20. Румянцева Н.А. О классификации эффузивных пород. – Зап. Всесоюз. минерал. о-во, 1977, ч. 106, вып. 1.
  21. Тихоненкова Р.П. Новые данные о составе и возрасте ловозерской свиты Кольского региона. – Докл. АН СССР, 1972, 203, № 4.
  22. Baltitude R.J., Green D.J. Experimental study of crystall-liquid relationships at high pressures in olivine nephelinite and basanite compositions. – J. Petrol., 1971, v. 12, 1.
  23. Green D.H. Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite. – Earth Plan. Sci. Lett., 1973, v. 17.
  24. Koster van Groos A.F. The effect of high CO<sub>2</sub> pressures on alkalic rocks and its bearing on the formations of alkalic ultrabasic rocks and the associated carbonatites. – Amer. J. Sci., 1975, v. 275.
  25. Koster van Groos A.F., Wyllie P.J. Liquid immiscibility in join NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> – CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub> – Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> – H<sub>2</sub>O. – Amer. J. Sci., 1973, v. 273.
  26. Le Bas M.J. Carbonatite-nephelinite volcanism. London, 1977.
  27. Nixon P.H., Hornung G. The carbonatite lavas and tuffs near Fort Portal, Western Uganda. – Inst. Geol. Sci. Overseas Geol. and Miner. Resour., 1973, v. 41.

Е.Д. АНДРЕЕВА

## УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ФОСФОРА В ПОРОДАХ НЕКОТОРЫХ ФОРМАЦИЙ КУЗНЕЦКО-МИНУСИНСКОЙ ПРОВИНЦИИ

За последнее время резко повысился интерес к фосфатному сырью в восточных районах Советского Союза, где остро ощущается потребность в агрономических рудах. В связи с этим необходим научно обоснованный прогноз перспективных площадей, выявление генетических типов апатитовых руд. Последние, как известно из обширной литературы по этому вопросу, чаще всего бывают связаны с основными породами, где они нередко являются комплексными титано-магнетит-ильменит-апатитовыми рудами.

Определенный интерес представляет Кузнецко-Минусинская провинция — классический регион проявления базальтового как интрузивного, так и эффузивного магматизма с образованием вулканоплутонических ассоциаций.

На территории этой провинции, особенно в северо-восточной наиболее хорошо изученной части, известны различные формации основных горных пород, но потенциально апатитоносными можно считать лишь некоторые из них. Характер распределения апатита и условия концентрации фосфора в породах будут рассмотрены на примере трех формаций, в которых преобладают базитовые породы, но формирование которых происходило в разные геологические этапы: габбро-диорит-диабазовая; габбро-диорит-гранодиоритовая; габбро-сиенит-трахибазальтовая, щелочно-габброидная — базальтоидная.

Габбро-диорит-диабазовая формация образовалась в собственно геосинклинальную стадию (средний кембрий) и приурочена к зоне региональных разломов [12]. В ее составе принимают участие эффузивные образования берикольской свиты — диабазы и диабазовые порфириты; гипабиссальные породы буйского комплекса — габбро и диориты. Все породы данной формации по минеральному составу и по характеру вторичных изменений очень сходны. Главные минералы представлены плагиоклазом и амфиболом с реликтами пироксена, вторичные — актинолитом, эпидотом, хлоритом, серицитом, кварцем. Акцессорные примеси — магнетит и апатит встречаются редко. По химическому составу породы габбро-диорит-диабазовой формации относятся (по систематике магматических горных пород [3]) к основным и частично к средним породам нормального и субщелочного ряда. Содержание  $\text{SiO}_2$  в них составляет 43–59%, а сумма щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) — 1–6%. Распределение фосфора в породах формации весьма неоднородно, в эффузивных образованиях  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,08–0,4% (среднее по 40 анализам 0,17); в гипабиссальных его количество варьирует от 0,06 до 0,8% (среднее по 60 анализам — 0,29% рис. 1).

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация образовалась в ранний орогенный этап (средний — верхний кембрий) в пределах зон ранней

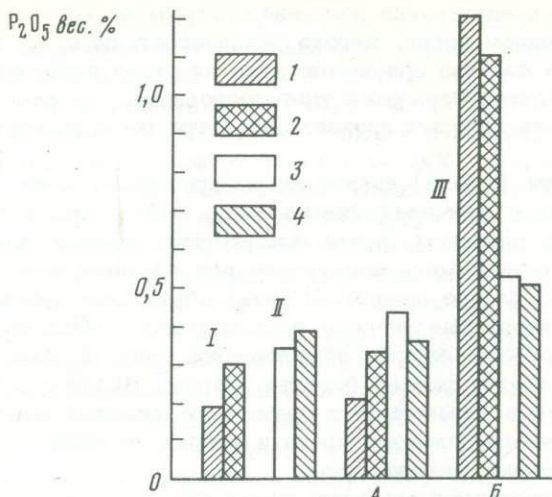


График распределения  $P_2O_5$  (в вес.%; средние значения по сериям пород) в формациях Кузнецко-Минусинской провинции

1 - эффузивные породы, 2 - гипабиссальные, 3 - интрузивные, 4 - жильные

I - габбро-диорит-диабазовая формация: эффузивные породы (диабазы, диабазовые порфириты, туфы диабазовых порфиритов); гипабиссальные породы (габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты); II - габбро-диорит-гранодиоритовая формация: интрузивные породы (габбро-перидотиты, габбро-пироксениты, горнблендиты, габбро, габбро-диориты, габбро-монцониты и диорит-монцониты, диориты, сиенитдиориты, кварцевые диориты, кварцевые сиенит-диориты, гранодиориты, граниты); жильные породы (основного, среднего и кислого составов); III - формации: габбро-сиенит-трахибазальтовая (А); щелочно-габброидная базальтоидная (Б). А. Эффузивные породы (базальты, диабазы, диабазовые и лабрадорские порфириты, трахибазальты, андезит-базальты, андезиты и их порфириты, трахиандезиты и их порфириты, трахиты, плагиопорфиры, ортофиры, кварцевые плагиопорфиры, ортофиры, трахиты, кварцевые трахиты, риодациты, фельзиты, кварцевые порфиры, туфо- и лавобрекчии); гипабиссальные породы (диабазы, долериты, диабазовые и лабрадорские порфириты, трахидолериты, эссексит-диабазы); интрузивные породы (лампрофиры, сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры). Б. Эффузивные породы (пикритовые порфириты, анкармиты, оливиновые базальты, андезит-базальты, трахиандезит-базальты, трахиандезиты, андезиты, трахиты, линозаиты, нефелиновые шошониты, тефриты, базаниты, нефелениты, берешиты, фонолиты); гипабиссальные породы (тешенит-пироксениты, меланократовые тешениты, тешениты, лейкократовые тешениты, тешенито-сиениты, нефелин-анальцимовые сиениты); интрузивные породы (титанавгитовые габбро, тералиты, эссекситы, ийолиты, уртиты, фойяиты, миаскиты); жильные породы (берешиты, камптониты, нефелиновые сиениты)

консолидации. Она представлена довольно пестрым по составу магматическим комплексом пород, широко распространенным в Кузнецком Алатау. В его составе принимает участие серия интрузивных и жильных пород от основного, реже ультраосновного, до кислого состава, образование которых происходило в три последовательные интрузивные фазы.

Основные породы (I фаза) представлены преимущественно габбро и габбро-диоритами с главными минералами – лабрадором и битовнитом, титанавгитом, оливином (редко присутствуют бронзит или гиперстен) и второстепенными – керсутитом или гастингситом, биотитом, идингситом. Средние породы (II фаза) объединяют диориты, сиенито-диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. Они состоят из среднего плагиоклаза, авгита, обыкновенной роговой обманки, щелочного полевого шпата, кварца, биотита. Породы III интрузивной фазы – гранодиориты, адамеллиты и граниты отличаются высоким содержанием щелочного полевого шпата и кварца, присутствует также плагиоклаз, цветные минералы.

Апатит, как аксессуарный минерал, совместно с магнетитом и сфеном, постоянно присутствует в ультраосновных, основных и средних породах формаций. Он образует крупные идиоморфные и ксеноморфные зерна или их скопления нередко в ассоциации с цветными минералами. В породах метасоматически измененных количество апатита местами увеличивается. Меньше всего апатита в кислых породах, где он резко подчинен циркону, ортиту и др.

Породы жильной серии мартайгинского комплекса имеют тот же минеральный состав, что и породы основных интрузивных фаз, но отличаются тонкозернистым или аплитовым сложением.

Химизм формации определяется составом пород соответствующих фаз и отвечает основным (частично ультраосновным), средним и кислым породам нормального и субщелочного ряда с содержанием  $\text{SiO}_2$  38–74% и суммы щелочей 1–10. Распределение фосфора в породах формации весьма неоднородно и согласуется с поведением аксессуарного апатита. В основных и средних породах содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  соответственно 0,1–1,0% и 0,2–2,3% (средние значения 0,39 и 0,43), а в кислых 0,02–0,5% при среднем содержании  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,2%. Так же постепенно снижается количество фосфора от основных, средних к кислым и в жильных породах.

Формирование формаций габбро-сиенит-трахибазальтовой и щелочно-габброидной – базальтоидной происходило в посторогенную стадию (нижний – средний девон), когда салаириды были полностью консолидированы и представляли собой область завершенной складчатости, расчлененную на сложную систему блоков. Одновременно образовались крупные наложенные впадины, сопровождавшиеся вулканической деятельностью в краевых частях впадин. Девонский эффузивный и интрузивный магматизм на территории Кузнецко-Минусинской провинции проявился в момент активизации региональных разломов и крупных тектонических нарушений и особенно в местах их пересечений.

Рассматриваемые формации представлены эффузивными, гипабиссальными, интрузивными образованиями и серией жильных пород. Данным формациям или отдельным их сериям посвящено много публикаций и монографий [1, 2, 4, 5, 8], здесь же будет дана лишь общая их характеристика. Для пород обеих формаций характерно присутствие в качестве одного из главных породообразующих минералов титанавгита, могут присутствовать оливин, керсутит, биотит; светлые минералы представлены плагиоклазом (анортит, лабрадор, андезин) и щелочным полевым шпатом, могут присутствовать фельдшпатоиды. По химизму обе формации довольно близки. По содержанию  $\text{SiO}_2$  (43–64%) они принадлежат к основным и средним породам, но по сумме щелочей одна из них (габбро-сиенит-трахибазальтовая) отвечает породам субщелочного ряда ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  1–8%), другая (щелочно-габброидная – базальтоидная) к щелочному ряду – (4–20%).

Габбро-сиенит-трахибазальтовая формация включает следующие серии пород: эффузивные – базальтовую, трахибазальтовую, трахитовую; гипабиссальные – долериты, базальтовые и лабрадоровые порфиры и др.; интрузивные – габбро, диориты, сиениты и т.д. и жильную серию – лампрофиры, сиенит-порфиры и т.д.

Щелочно-габброидная – базальтоидная формация представлена тефритами и другими базальтоидами, трахибазальтами, трахиандезитами, фонолитами (эффузивная серия); пироксен-тешенитами, тешенитами, анальцимовыми сиенитами (гипабиссальная серия); тералитами, эссекситами, урритами, ийолитами, нефелиновыми сиенитами (интрузивная серия), берешитами, камптонитами, нефелиновыми микросиенитами и т.д. (жильная серия).

В отношении апатитоносности эти формации представляют большой интерес, так как для них в целом и отдельных их членов, в частности, характерно сравнительно высокое содержание апатита и фосфора.

Апатит в основных и щелочных породах данных формаций является сквозным минералом и наряду с титаномagnetитом – главной акцессорной примесью. В эффузивных образованиях он присутствует в виде тончайших иголок в основной массе, в гипабиссальных и интрузивных – он образует довольно крупные идиоморфные кристаллы и их скопления, приуроченные чаще всего к пироксену или рудному минералу.

Нередко в распределении парагенетических минералов – апатита и титаномagnetита наблюдается определенная закономерность – увеличение содержания первого как бы следует за возрастанием количества второго. Особенно отчетливо это показано О.А. Богатиковым [5] на примере массива Большая Куль-Тайга. Этот массив, как и другие габброидные массивы патынского комплекса габбро-сиенит-трахибазальтовой формации, сильно дифференцирован. Габброидная серия представлена следующими группами пород: мелкозернистые, полосчатые и массивные; грубозернистые и пегматоидные; такситовые, трахитоидные полосчатые оливиновые и безоливиновые; трахитоидные безрудные габбро и феррогаббро. При наличии рудного минерала и апатита почти во всех разновидностях габбро концентрация

этих минералов отмечается лишь в феррогаббро и в тесно ассоциирующих с ним линзах и прослоях косьвита и сливных апатитсодержащих титаномагнетитовых рудах. Сопоставление пород, обогащенных апатитом и титаномагнетитом показывает прямую зависимость распределения этих минералов. Содержание титаномагнетита резко возрастает от феррогаббро к апатитовым косьвитам и казанскитам до сливных апатитсодержащих руд. Точно также ведет себя апатит. Образование апатита и титаномагнетита О.А. Богатиков [4] связывает с ликвацией, с отделением их на позднем этапе кристаллизации расплава. При этом придается важная роль концентрации фтора и фосфора в исходной базальтовой магме повышенной щелочности.

Интересно, что поведение фосфора в пределах отдельных массивов даже одной формации весьма неоднородно. Так, например, в Узасском массиве той же формации среднее содержание  $P_2O_5$  по всем породам равно 0,09% при колебании 0,03–0,16%, в Патынском – 0,19% (0,05–0,72), в массиве Большая Куль–Тайга – 0,68% (0,03–0,91), в Большетаскыльском – 0,42% (0,06–1,23) и т.д. Если рассматривать в целом формацию с учетом всех серий пород, то получается, что в трахиандезитовой серии среднее содержание фосфора составляет 0,3%, в габбро–сиенитовой – 0,4%.

При общей тенденции увеличения роли фосфора в породах обеих девонских субплатформенных формаций отчетливо выделяется среди них щелочно–габброидная–базальтоидная формация. Содержание этого элемента в три и более раза выше почти во всех членах серий этой формации, чем в аналогичных сериях габбро–сиенит–трахибазальтовой формации.

В чем же причина такого высокого содержания фосфора во всех породах наиболее щелочной формации и особенно в ее эффузивной серии? В ней как и в других формациях апатит тесно сопряжен с титаномагнетитом и сохраняется та же закономерность в их распределении. Так, самое высокое содержание титаномагнетита приходится на эффузивные породы, где оно в среднем составляет 5,5 объемн.% при колебании 1–15%. В них же фиксируется самое высокое содержание фосфора. Апатит образует многочисленные тонкоигольчатые кристаллы в основной тонкозернистой массе, трудно поддающейся подсчету. Гипабиссальные породы рассматриваемой формации содержат титаномагнетита 3,6% (2,8–4,3), апатита 2,6% (1,7–3,5); интрузивные – около 1% (0,1–4,7) рудного минерала и 1,2% (0,1–3,4) апатита. Повторяется та же закономерность – увеличение содержания титаномагнетита ведет к возрастанию количества апатита. Выше отмечалась роль фтора при концентрации рудного вещества и апатита в кристаллизующихся породах. В щелочно–габброидной – базальтоидной формации обнаружилось самое высокое содержание фтора в породах эффузивной серии (средние значения составляют 0,18–0,83%; 6,7). При сопоставлении всех членов эффузивной серии между собой по распределению фтора и фосфора выявилась прямая зависимость между ними, а именно, с увеличением количества фтора резко возрастает содержание фосфора. Например, в нефелиновых шоннитах среднее содержание  $P_2O_5$  составляет 3%, в фонолитах лишь

0,2% и соответственно фтора 0,8 и 0,3%. Интрузивные породы этой же формации более бедны фтором (среднее значение для всей серии 0,11%), а иногда он не фиксируется в породах совсем и только иногда присутствует в минералах, в частности, в щелочном амфиболе (0,36%).

Накопление апатита в пределах щелочно-габброидной формации происходит также при взаимодействии различных по составу сред, в контактово-реакционных зонах. Нами это было показано на примере взаимоотношения интрузивных основных и щелочных пород в Кузнецком Алатау [2] и установлено, что количество апатита и фосфора резко возрастает в породах эндо- и экзоконтакта по сравнению с исходными породами. Здесь стоит также подчеркнуть, что параллельно с увеличением содержания апатита возрастает и количество титаномагнетита.

Рассмотрим лишь один случай: например, взаимодействует уртит (содержание апатита в об.% - 2,6, титаномагнетита - 0,6%) и габбро (соответственно 0,7 и 4,7%), образуются в эндоконтакте меланократовые породы - ийолиты с содержанием апатита 3,4%, титаномагнетита - 4,1%; в экзоконтакте - тералиты, в которых апатита 1,4%, а титаномагнетита - 11,4%. Концентрация апатита (до 6%) отмечается в Тулукульском массиве той же формации и в останцах кровли нефелинизированных порфиритов и особенно в залегающих среди них меланократовых щелочных породах - мельтейгитах и якупирангитах. В приконтактовых же образованиях наблюдаются даже прожилки апатита ( $P_2O_5$  до 8,5%). Увеличивается роль фосфора и апатита при нефелинизации и скарнировании в пределах некоторых массивов Кузнецкого Алатау. В скарнированных ийолитах содержание апатита достигает 7% ( $P_2O_5$  до 3-5%). Мощности таких скарнированных зон среди щелочных пород обогащенных апатитом иногда протягиваются на сотни метров [9].

Анализ распределения апатита и фосфора в магматических породах различных базитовых формаций Кузнецко-Минусинской провинции показывает, что концентрация этого минерала определяется рядом общих и частных факторов. Прежде всего важное значение имеют тектонические условия формирования и характер химизма формаций. Оказалось, что наиболее перспективными в отношении апатитонности являются те базитовые формации, формирование которых происходило в относительно стабильных субплатформенных условиях, и именно те, где базитовые породы генетически связаны с субщелочными и щелочными сериями и сами имеют повышенную щелочность.

Важное значение при образовании апатитонных пород имел, по-видимому, и состав исходного расплава. Известно, что породы субщелочных-основных и щелочных-основных формаций являются производными базальтовой магмы, изначально имевшей повышенную щелочность [2, 5, 10, 11]. Это было показано нами на примере щелочно-габброидной серии пород Кузнецкого Алатау, когда в самых ранних дифференциатах ее - в габбро содержание щелочей оказалось в три раза больше, чем в габбро платиноносного пояса Урала.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968.
2. Андреева Е.Д. Апатитоносность щелочных пород юго-западной части складчатого обрамления Сибирской платформы. - В кн.: Апатиты, М.: Наука, 1968.
3. Андреева Е.Д., Богатиков О.А., Бородаевская М.Б. и др. Систематика магматических горных пород. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10.
4. Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966.
5. Богатиков О.А. Основные породы Алтае-Саянской складчатой области и связанная с ними апатитовая и титаномагнетитовая минерализация. В кн.: Апатиты, М.: Наука, 1968.
6. Бородин Л.С., Гладких В.С. К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12.
7. Гладких В.С., Соломинская Б.А. К петрологии дифференцированного силла тешенитов юга Красноярского края. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10.
8. Довгаль В.Н. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1968.
9. Дюков А.В. Апатитоносность Ударинского щелочного массива (Кузнецкий Алатау). - В кн.: Апатиты, М.: Наука, 1968.
10. Кёнонова В.А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976.
11. Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
12. Химические составы магматических горных пород Кузнецкого Алатау, ч. I Восточный склон (Методическое руководство). Новосибирск, 1975.

Большая роль при концентрации фосфора в породах апатитоносных формаций принадлежит таким элементам, как железо, титан, а также летучим компонентам и особенно фтору. Одним из существенных факторов, влияющих на накопление фосфора и апатита, являются состав вмещающей среды и характер наложенных процессов.

Таким образом, при прогнозировании перспективных площадей для поисков апатитовых пород и руд должна учитываться вся совокупность факторов. В Кузнецко-Минусинской провинции при широком развитии базитовых пород потенциально апатитоносными можно считать прежде всего породы габбро-сиенит-трахибазальтовой и щелочно-габброидной - базальтоидной формаций.

А.Г. ВЛАДИМИРОВ, П.В. ЕРМОЛОВ,  
В.С. КУЗЕБНЫЙ, А.И. КУЗНЕЦОВА

## ПЕТРОЛОГИЯ ПИКРИТ-ДИАБАЗОВОЙ ФОРМАЦИИ ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Несмотря на то, что в последнее десятилетие значительно возрос интерес к петрологии ультраосновных и пикритовых пород, проблема их происхождения до сих пор остается дискуссионной. Если для гипербазальных субплатформенных магматических формаций объективно доказана реальность существования самостоятельных ультраосновных и пикритовых расплавов [2, 3, 16-18, 21], то для существенно габброидных (базальтоидных) формаций с подчиненным количеством ультрабазитов такая возможность еще далеко не общепризнана. В связи с этим особую актуальность приобретает изучение пикрит-диабазовых (перидотит-габбровых) формаций.

На территории СССР пикрит-диабазовые комплексы известны на Кавказе, Урале, в Средней Азии и Северном Казахстане [9, 10, 19, 20]. Кроме этого, нашими работами в пределах западной части Зайсанской складчатой системы выявлен новый ареал развития интрузивов рудоносной пикрит-диабазовой формации (максутский комплекс). Ниже приведена геолого-петрографическая характеристика этого комплекса, а также детально рассмотрены данные о составе и условиях кристаллизации первичных расплавов, участвовавших в его образовании.

### ГЕОЛОГИЯ

В региональном плане массивы максутского комплекса образуют три очаговых ареала, пространственно совмещенных с позднепалеозойскими прогибами и мульдами (рис. 1).

Коконьский ареал объединяет группу Койтасских массивов и собственно Максутский плутон, явившийся прототипом при выделении комплекса. Максутский плутон изучен наиболее детально, поскольку с ним связано одноименное медно-никелевое сульфидное оруденение [7]. По морфологии он является лополитом (рис. 2, а), во внутреннем строении которого принимают участие три интрузивных фазы. Оливиновые габбро-диабазы первой фазы обнажаются в восточной части массива, где они погружаются, постепенно выклиниваясь, под телью лейкократовых оливиновых норитов второй фазы. Границы между породами резкие с апофизами норитов, пересекающими габбро-диабазы, и ксенолитами габбро-диабазов в норитах.

В центральной и западной частях массива под покровом рыхлых отложений вскрыты скважинами плагиоклазовые перидотиты и мезократовые оливиновые нориты третьей фазы. Между собой они имеют постепенные переходы и одновременно резкие интрузивные контакты с более ранними габброидами. Установлено также, что ме-

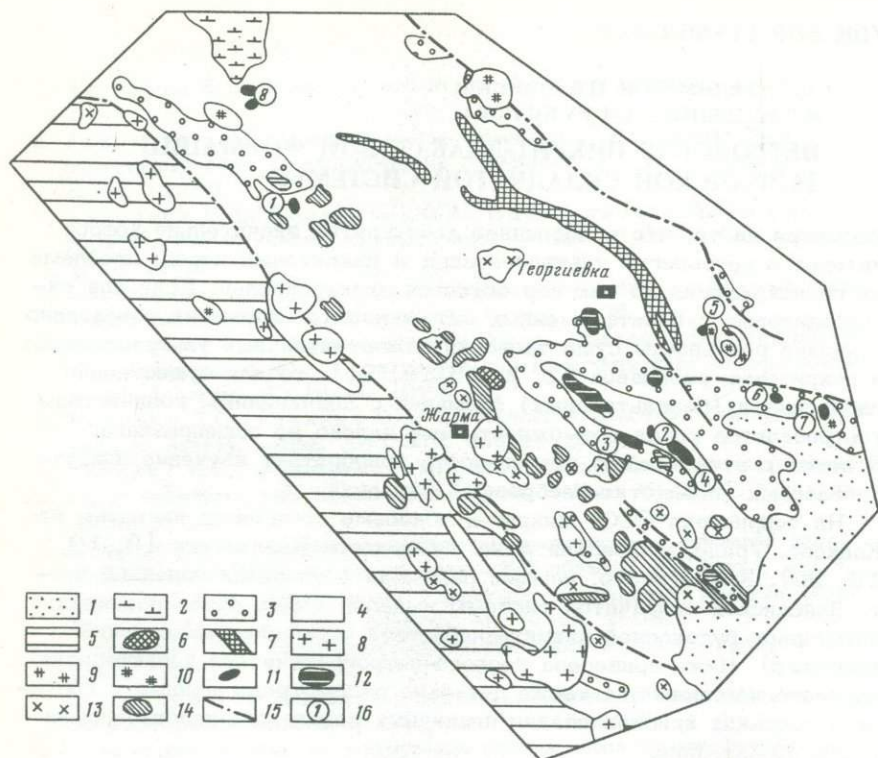


Рис. 1. Геологическая схема размещения интрузивов максутского комплекса в структурах западной части Зайсанской складчатой системы

1 - современные отложения Зайсанской впадины; 2-4 - герцинский структурный комплекс: 2 - субплатформенный, 3 - орогенный, 4 - геосинклинальный, 5 - каледонский структурный комплекс; 6-7 - докембрийский кристаллический фундамент: 6 - континентального типа, 7 - океанического типа; 8-14 - магматические комплексы: 8 - позднегерцинские гранитоидные нерасчлененные  $P_{1-2}$ , 9 - салдырминский граносиенит-гранитный  $S_3-P_1$ , 10 - тастауский граносиенит-гранитный  $S_3-P_1$ , 11 - максутский пикрит-диабазовый  $S_{2-3}$ , 12 - аргимбайский сиенит-габбровый  $S_{2-3}$ , 13 - бугазский тоналитовый  $S_1$ , 14 - саурский габброидный  $S_1$ ; 15 - разломы; 16 - интрузивы максутского комплекса: 1 - Максутский, 2 - группа Петропавловских, 3 - Карасуйский, 4 - Кокпектинский, 5 - Тастауский, 6 - Буконьский, 7 - Преображенский, 8 - Койтасский

зократовые оливиновые нориты содержат ксенолиты лейкократовых оливиновых норитов второй фазы.

Аргимбайский ареал объединяет массивы, расположенные в юго-восточной части одноименного интрузивного пояса: Петропавловские, Карасуйский и Кокпектинский. Все перечисленные интрузивы совмещены в этом ареале с массивами более раннего аргимбайского сие-нит-габбрового комплекса [4].

Карасуйский массив (см. рис. 2, в) представляет собой клинообразную залежь, которая выклинивается в южном направлении и полого падает в северном. Пикрит-диабазы максутского комплекса выявлены в западной части залежи, где они имеют отчетливо выраженную шаровую или глыбовую отдельность.

Кокпектинский массив (см. рис. 2, б) по морфологии является встроенным в миноклинную осадочную толщу силлом, мощность которого составляет 300-400 м. Подошва и кровля силла залегают согласно с вмещающими породами и сложены кварцевыми габбро-диабазами аргимбайского комплекса. Пикрит-диабазы максутского комплекса закартированы в виде двух самостоятельных тел, интрузирующих центральную часть силла.

В группе Петропавловских массивов нами выявлены два линейных тела пикритовых порфиритов, которые пересекают более ранние базитовые дайки аргимбайского комплекса. Факт пересечения подтверждается наличием апофизы пикритовых порфиритов в одной из базитовых даек (см. рис. 2, г).

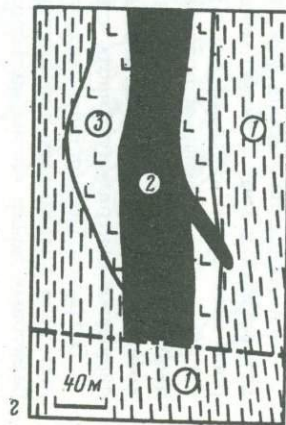
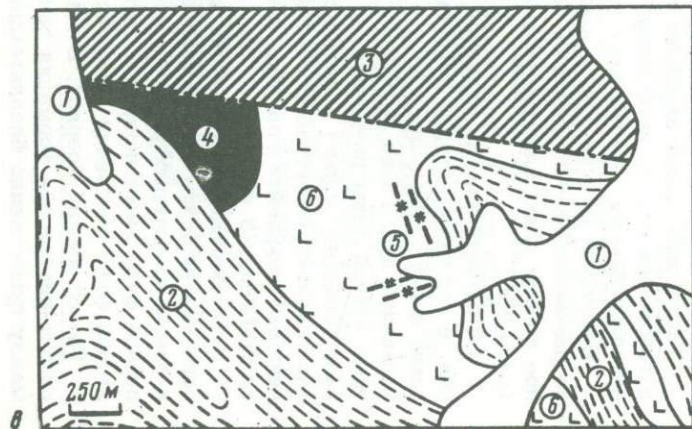
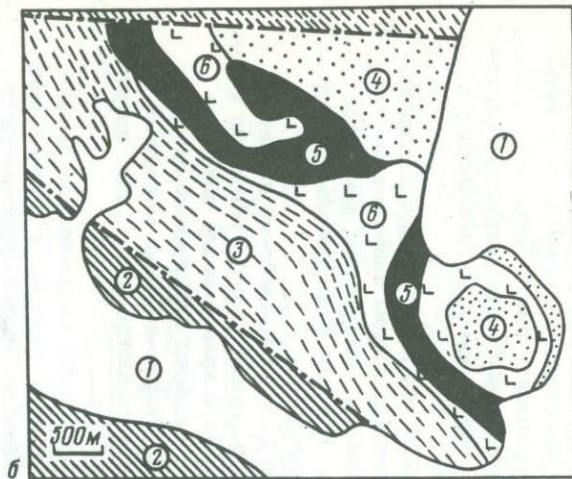
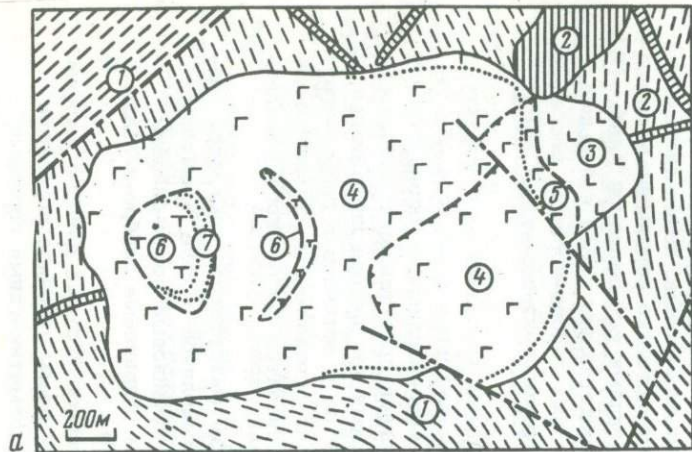
Тастауский ареал включает габбро-диабазовые, норит-диабазовые и габбро-норитовые интрузивы, пространственно сопряженные с позднепалеозойскими орогенными гранитоидами юго-западной Калбы [8].

Буконский массив этого ареала представляет собой небольшое по размерам тело полосчатых оливиновых габбро-норитов, рассеченное поясом даек гранит-порфиров и граносиенит-порфиров  $S_3-P_1$  (рис. 3, в).

Тастауский массив является кольцевой магматической структурой, в пределах которой габброиды максутского комплекса обнаружены в виде небольших тел вдоль северо-западной и юго-восточной кольцевой дуг. Главный объем габброидов представлен габбро-норитами второй фазы внедрения, в то время как первая интрузивная фаза выявлена только в виде ксенолитов и останцов в габбро-норитах. Базиты максутского комплекса пересекаются здесь многочисленными апофизами гранитов и граносиенитов тастауского комплекса (см. рис. 3, а).

В Преображенском плутоне диабазы максутского комплекса слагают два поля крупных останцов и ксенолитов в теле гранитоидов, в одном из которых распространены оливиновые норит-диабазы первой фазы внедрения, а в другом - оливиновые габбро-диабазы второй фазы внедрения (см. рис. 3, б).

Геологический возраст. В магматической схеме данного региона пикрит-диабазовая формация занимает промежуточное положение между существенно базальтоидными магматическими породами



$C_{2-3}$  и существенно гранитоидными  $C_3-P_1$ . При этом нижняя возрастная граница обосновывается следующими геологическими данными: 1) в пределах Аргимбайского ареала пикритовые порфиры и пикрит-диабазы прорывают осадочно-вулканогенные отложения майтубинской свиты ( $C_{2-3}$ ); 2) в Петропавловской группе массивов наблюдались прямые интрузивные взаимоотношения между пикритовым линейным телом и более ранними базитовыми дайками аргимбайского комплекса ( $C_{2-3}$ ). Верхняя возрастная граница установлена на основе неоднократно наблюдавшихся пересечений диабазов максутского комплекса дайками и апофизами гранитоидов Тастауского и Преображенского плутонов ( $C_3-P_1$ ).

### ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОХИМИЯ

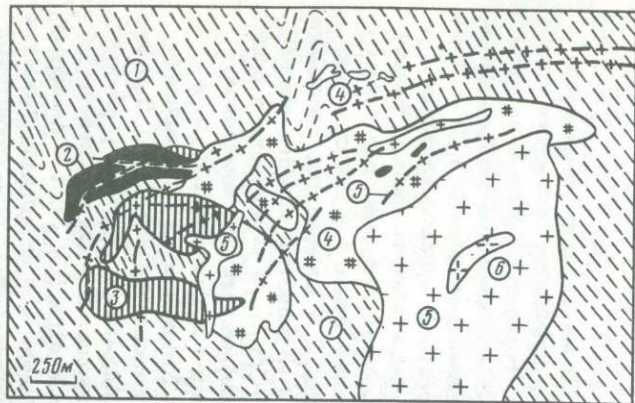
По совокупности петрохимических, геологических и минералого-петрографических особенностей в составе максутского пикрит-диабазового комплекса выделено две генетически связанные группы пород.

Пикритоидная (ультрабазитовая) группа пород. Массивы, в строении которых принимают участие породы этой группы, сформировались как в условиях близповерхностной фации, так и в более глубинных условиях гипабиссальной фации.

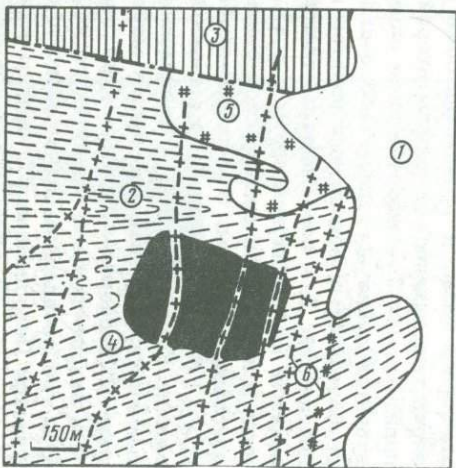
Рис. 2. Внутреннее строение интрузивов максутского комплекса

*а* - массив Максутский: 1 - песчано-сланцевые отложения кокпектинской свиты ( $C_{1n}$ ), 2 - тоналиты, тоналит-порфиры и гранит-порфиры бугазского комплекса ( $C_{1n}$ ), 3 - оливиновые габбро-диабазы первой фазы, 4 - лейкократовые оливиновые нориты и 5 - мелкозернистые оливиновые нориты второй фазы, 6 - плагиоклазовые перидотиты и 7 - мезократовые оливиновые нориты третьей фазы; зубчатая линия - граница габбро-диабазов первой фазы под телом грубозернистых оливиновых норитов второй фазы. *б* - массив Кокпектинский: 1 - современные отложения, 2 - алевролиты, песчаники, мергели майтубинской свиты ( $C_{2-3}$ ), 3 - углистые сланцы, песчаники и известняки аркалыкской свиты ( $C_{1v2}$ ); 4 - роговики и орогованные сланцы, 5 - пикрит-диабазы максутского комплекса ( $C_{2-3}$ ), 6 - габбро-диабазы аргимбайского комплекса ( $C_{2-3}$ ). *в* - массив Карасуйский: 1 - современные отложения, 2 - алевролиты, песчаники, мергели, известняки майтубинской свиты ( $C_{2-3}$ ), 3 - андезиты, андезит-базальты, туфы терсайрыкской свиты ( $C_{1t2-v1}$ ), 4 - пикрит-диабазы максутского комплекса, 5 - плагиосиениты и 6 - габбро-диабазы аргимбайского комплекса ( $C_{2-3}$ ). *г* - северный участок Петропавловской группы массивов: 1 - известково-углистые песчаники и известняки аркалыкской свиты ( $C_{1v2}$ ), 2 - пикритовые порфиры максутского комплекса ( $C_{2-3}$ ), 3 - габбро-диабазы аргимбайского комплекса ( $C_{2-3}$ )

α



β



β

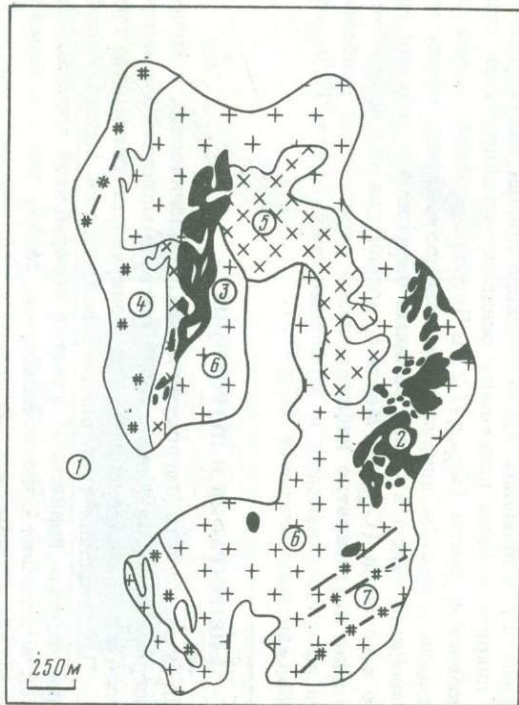


Таблица 1

Химический состав стекол из пикритовых порфиритов Петропавловского массива (в вес. %)

Оксиды				Оксиды			
	1	2	3		1	2	3
SiO <sub>2</sub>	45,72	45,89	45,79	MgO	11,24	11,07	10,65
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,10	0,08	CaO	14,22	14,96	15,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,11	8,65	8,73	Na <sub>2</sub> O	1,92	1,92	2,11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,07	0,04	K <sub>2</sub> O	0,14	0,12	0,12
FeO*	15,16	14,18	14,56	Сумма	96,98	96,96	97,39

Примечание. Анализы выполнены из обр. 697 на рентгеновском микроанализаторе ХА-5А. Аналитик Н.А.Яковлева, ИГиГ СО АН СССР, г. Новосибирск.

\* Суммарное железо дано в закисной форме.

Близповерхностные пикритовые порфириты и пикрит-диабазы известны только в Аргимбайском ареале. Пикритовые порфириты представлены мелкозернистыми породами, состоящими на 40-50% из вкрапленников оливина ( $f = 0,19$ ) и основной массы различной степени раскристаллизованности. Парагенезис основной массы включает прерывисто-зональный плагиоклаз (1 генерация -  $85 \div 55\% An$ , 2 генерация -  $45 \div 35\% An$ ), титансодержащий авгит ( $f = 0,19-0,22$ ), титанистую роговую обманку ( $f = 0,25$ ), хризолит ( $f = 0,19-0,22$ ), биотит ( $f = 0,24$ ) и рудные минералы. Постоянно отмечается бурое

Рис. 3. Геологическое положение габброидов максутского комплекса в структурах позднепалеозойских гранитоидов

*a* - северо-западный участок Тастауской магматической структуры: 1 - нижнекаменноугольные осадочные и туфогенно-осадочные отложения нерасчлененные, 2 - оливиновые габбро-нориты максутского комплекса ( $C_{2-3}$ ), 3 - "пестрые" диориты, габбро-диориты, дезинтегрированные и переработанные гранитоидами, 4 - граносиениты, 5 - граниты и 6 - лейкограниты тастауского комплекса ( $C_3-P_1$ ). *б* - западная часть Преображенского плутона: 1 - современные отложения, 2 - оливиновые норит-диабазы первой фазы и 3 - оливиновые габбро-диабазы второй фазы максутского комплекса ( $C_{2-3}$ ), 4 - сиениты, 5 - мезократовые граносиениты, 6 - граниты и 7 - сиенит-порфиры тастауского комплекса ( $C_3-P_1$ ). *в* - центральная часть Буконьского дайкового пояса: 1 - современные отложения, 2 красноватые алевриты, туфы, туфопесчаники майтубинской свиты ( $C_{2-3}$ ), 3 - эффузивные плагиоклазовые порфиры даубайской свиты ( $C_{2-3}$ ), 4 - оливиновые габбро-сиениты максутского комплекса ( $C_{2-3}$ ), 5 - граносиениты и 6 - фельзиты, граносиенит-порфиры, гранит-порфиры, гранит-порфиры тастауского комплекса ( $C_3-P_1$ )

Таблица 2

Химический состав пикритоидной (ультрабазитовой) группы

Окислы	1	2	3	4
	671/4	696	701	806
SiO <sub>2</sub>	39,48	41,00	42,68	43,76
TiO <sub>2</sub>	0,56	0,75	0,85	1,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,90	9,25	10,80	13,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,45	3,13	2,92	1,20
FeO	9,05	9,51	8,18	8,76
MnO	0,23	0,19	0,26	0,26
MgO	28,40	26,80	24,30	21,10
CaO	2,90	3,10	3,95	5,15
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,10	1,02	1,83
K <sub>2</sub> O	0,34	0,58	0,72	0,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,19	0,22	0,20
П.п.п.	7,04	6,09	4,82	2,84
Сумма	99,64	100,69	100,72	99,82

Примечание. Близповерхностная фация: 1-3 - пикритовые порфириды, Петропавловский массив; 4-6 - пикрит-диабазы, Кокпектинский массив. Гипабиссальная фация: 7-9 - плагиоклазовые перидотиты и 10 - мезократовые оливиновые нориты, Максутский

Таблица 3

Породообразующие парагенезисы габбро-диабазовой (базитовой) группы пород в максутском комплексе

Массив	Породообразующий парагенезис	
	1 фаза внедрения	2 фаза внедрения
Максутский	Пл <sub>58-38</sub> +Ол <sub>52</sub> +Mn <sub>32</sub> +КПШ+ +Би+Роi+Рудн	Пл <sub>62-50</sub> +Ол <sub>32-35</sub> +Pn <sub>26-31</sub> + +Би+Роi+Рудн+Mn <sub>25</sub>
Буконьский	-	Пл <sub>70-55</sub> +Ол <sub>29</sub> +Pn <sub>29</sub> +Mn <sub>23</sub> + +Би+Роi+Рудн
Гастауский	Пл <sub>64-18</sub> +Ол <sub>55-45</sub> +Pn <sub>40</sub> + +Би+Роi+Рудн+Mn	Пл <sub>65-50</sub> +Ол <sub>36-25</sub> +Pn <sub>36-26</sub> + +Mn <sub>22-25</sub> +Би+Роi+Рудн
Преображен- ский	Пл <sub>55-35</sub> +Ол <sub>44</sub> +Pn <sub>50</sub> +Би+ +Роi+Рудн	Пл <sub>72-55</sub> +Ол <sub>30</sub> +Mn <sub>25-26</sub> + +Би+Роi+Рудн

Примечание. Пл<sub>60</sub> - плагиоклаз, содержащий 60% An; Ол<sub>55</sub> - оливин с железистостью 50%; Mn - моноклинный пироксен; Pn - ромбический пироксен; Би - биотит; Роi - роговая обманка, КПШ - калиевый полевой шпат; Рудн - рудные минералы.

пород в максутском комплексе (в вес. %)

	5	6	7	8	9	10
	857	861	20-47	20-154	20-72	15-55
	45,06	45,32	41,38	42,34	42,05	48,65
	1,23	1,30	0,84	0,80	0,48	0,35
	16,10	17,20	7,69	7,99	8,61	20,95
	1,80	1,40	3,50	0,60	3,33	2,08
	6,93	7,39	9,91	10,80	9,63	5,03
	0,22	0,22	0,18	0,20	0,20	0,13
	15,50	14,00	26,50	27,50	25,96	8,24
	5,95	6,80	3,10	3,77	3,29	8,86
	2,16	2,32	1,02	1,29	1,37	3,12
	0,96	0,96	1,05	1,10	0,31	0,34
	0,23	0,24	0,09	0,09	0,12	0,09
	3,45	2,99	4,02	2,56	3,81	1,28
	99,59	100,14	99,28	99,04	99,16	99,12

массив. Анализы выполнены в химической лаборатории АО ИГН АН Каз.ССР и в химической лаборатории ВКТГУ; пробы из коллекций А.Г.Владимирова, П.В.Ермолова, В.А.Денисенко.

стекло, впервые диагностированное А.Э.Изохом при петрографическом описании шлифов. Химический состав стекла приведен в табл. 1.

Пикрит-диабазы близки к пикритовым порфиритам по минеральному составу, но являются полностью раскристаллизованными породами и содержат значительно больше плагиоклаза. Ранний минерал в пикрит-диабазе также представлен оливином ( $f = 0,18-0,24$ ), субсолидусные минералы - прерывисто-зональными плагиоклазами (1 генерация -  $85 \div 55\% An$ , 2 генерация -  $40 \div 25\% An$ ), титаносодержащим авгитом ( $f = 0,21$ ), амфиболом, биотитом и рудными. Кроме того, в тяжелой фракции протолочек диагностированы единичные зерна бронзита ( $f = 0,22$ ).

Гипабиссальные аналоги пикритовых порфиритов и пикрит-диабазов выявлены в Максутском плутоне, где они представлены плагиоклазовыми перидотитами и мезократовыми оливиновыми норитами третьей интрузивной фазы.

Плагиоклазовые перидотиты сложены хризолитом ( $f = 0,20-0,25$ ), лабрадор-битовнитом ( $72 \div 62\% An$ ), бронзитом ( $f = 0,18-0,22$ ), субкальциевым авгитом ( $f = 0,22$ ), роговой обманкой, биотитом и титаномagnetитом. Мезократовые оливиновые нориты, отмеченные в виде маломощных линз в теле перидотитов, отличаются от них более низким содержанием анортитового компонента в плагиоклазе и повышенной железистостью биотита.

Таблица 4

Химический состав пород габбро-диабазовой (базитовой) группы в мак

Окислы	1	2	3	4	5	6
	31-70	31-19	1-49	1-87	1-99	8-180
SiO <sub>2</sub>	49,80	50,70	49,15	49,52	48,46	49,35
TiO <sub>2</sub>	2,96	3,28	2,11	2,18	2,01	2,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,60	15,60	15,81	15,75	15,08	15,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,50	1,20	2,62	2,72	2,51	3,71
FeO	9,69	9,98	9,92	9,48	10,35	9,15
MnO	0,20	0,20	0,20	0,20	0,23	0,20
MgO	5,15	5,63	5,50	5,61	7,16	5,41
CaO	8,09	7,77	7,36	6,93	6,64	7,34
Na <sub>2</sub> O	3,18	3,34	3,75	3,75	3,54	3,68
K <sub>2</sub> O	1,72	1,87	1,25	1,25	1,13	1,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	0,38	0,63	0,63	0,60	0,92
П.п.п.	0,27	0,10	0,99	1,11	1,44	0,28
Сумма	99,66	100,05	99,29	99,13	99,15	99,29

Таблица 4 (окончание)

Окислы	14	15	16	17	18	19
	2511/2	2511/1	313/2	65/4	704/3	704/2
SiO <sub>2</sub>	48,05	47,88	50,00	50,00	46,72	45,82
TiO <sub>2</sub>	1,05	0,88	0,82	1,08	1,60	0,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,84	19,72	18,60	15,65	15,30	16,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,49	2,00	1,12	1,64	1,87	0,47
FeO	7,43	6,72	7,21	7,62	8,68	8,83
MnO	0,12	0,12	0,15	0,25	0,19	0,18
MgO	9,34	7,77	8,45	10,15	13,30	12,70
CaO	7,93	8,37	8,45	7,25	7,17	6,00
Na <sub>2</sub> O	3,13	3,17	3,18	3,15	2,31	2,31
K <sub>2</sub> O	0,61	0,64	0,76	0,90	1,24	1,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,12	0,22	0,21	0,20	0,17
П.п.п.	1,46	2,21	1,00	2,13	0,80	3,04
Сумма	99,67	99,60	99,96	100,03	99,38	99,03

Примечание. 1-13 - Максутский массив (1-6 - оливиновые габбро-диабазы 1 фазы, 7-13 - лейкохратовые оливиновые габбро-нориты 2 фазы); 14-16 - Буконьский массив, оливиновые габбро-нориты; 17-21 - Тастауский массив, оливиновые габбро-нориты 2 фазы (17-20 - северо-западное тело, 21 - северо-восточное тело); 22-26 - Преображенский массив (22-

сутском комплексе (в вес. %)

7	8	9	10	11	12	13
28-2	28-60	29-20	7-49	7-90	8-90	13-60
49,08	51,68	50,34	50,97	48,98	50,22	51,20
2,20	1,54	1,22	1,17	1,41	1,03	1,30
16,50	18,50	21,80	20,40	19,59	21,05	18,51
2,50	2,55	1,30	2,20	3,69	3,35	2,58
7,75	5,95	5,24	4,72	5,86	4,86	6,11
0,17	0,13	0,11	0,11	0,12	0,09	0,16
8,53	5,79	5,47	4,99	5,82	5,41	5,05
7,11	7,00	8,44	8,21	7,63	8,50	7,44
2,91	2,80	3,34	3,90	3,71	3,58	3,75
1,48	1,72	1,20	0,94	1,01	0,59	1,10
0,26	0,30	0,19	0,40	0,45	0,20	0,44
1,08	1,24	0,48	1,75	1,84	1,15	1,60
99,57	99,20	99,13	99,76	100,11	100,03	99,24

20	21	22	23	24	25	26
704/1	928/9	940/2	940/3	226/5	226/3	939/4
47,68	50,44	48,07	48,26	46,50	48,30	49,20
1,16	1,03	2,08	2,28	2,41	2,10	1,55
17,30	18,00	15,91	16,17	16,10	15,55	17,70
1,18	1,85	1,00	1,62	2,01	1,80	2,60
8,04	7,04	10,59	9,33	9,54	9,91	7,47
0,15	0,12	0,18	0,20	0,23	0,23	0,05
10,70	7,07	8,48	8,12	9,20	9,17	7,84
6,50	8,35	7,77	8,70	7,82	7,40	7,77
2,74	3,66	3,37	3,39	3,46	3,10	3,56
1,82	0,92	0,88	0,91	0,86	0,92	0,98
0,24	0,32	0,50	0,36	0,30	0,35	0,02
1,58	1,08	1,20	0,26	1,40	0,80	1,40
99,09	99,88	100,03	99,60	99,83	99,63	100,14

25 - оливиновые норит-диабазы первой фазы, 26 - оливиновые габбро-диабазы второй фазы). Анализы выполнены в химических лабораториях АО ИГН АН Каз.ССР, ВКГТУ и ИГиГ СО АН СССР. Пробы из коллекций П.В.Ермолова, В.А.Денисенко, А.Г.Владимирова.

Химический состав пикритоидной группы пород приведен в табл. 2. Анализ корреляционных зависимостей показал, что для этой группы характерны линейные отрицательные связи магния и железа с глиноземом, титаном, кальцием и линейные положительные связи кальция с алюминием, магния с железом.

Габбро-диабазовая (базитовая) группа пород. Массивы, в строении которых принимают участие породы этой группы, сформировались в условиях гипабиссальной фации, их близповерхностные аналоги пока не известны.

Главные особенности породообразующих парагенезисов в габбро-диабазовой группе максутского комплекса приведены в табл. 3, из которой видно, что габброиды от массива к массиву несколько варьируют по видовому минеральному составу, железистости фемических минералов и основности плагиоклазов. Однако для них постоянны и характерны две главные черты: 1) в породах первой фазы сильно растянут интервал кристаллизации плагиоклазового ряда и его конечные члены значительно более щелочные, чем в породах второй фазы; 2) железистость оливина и в меньшей степени пироксенов всегда выше в породах первой фазы, чем второй.

Валовые химические составы в габбро-диабазовой группе также показывают (табл. 4), что общая железистость пород в разных массивах довольно сильно колеблется, но во всех случаях габброиды ранних фаз более железистые, чем поздних фаз (табл. 4, ан. 10).

Отмеченные выше особенности химизма габброидов и их минералов не зависят от состава вмещающих пород, тектонического положения массивов и, вероятно, обусловлены специфичностью первичных базитовых выплавов.

## МИНЕРАЛОГИЯ

При изучении химического состава породообразующих минералов были использованы 43 анализа, выполненные А.И.Кузнецовой, Н.А.Яковлевой и Л.С.Усовой на рентгеновском микроанализаторе в ИГиГ СО АН СССР (г. Новосибирск), а также два анализа, отмеченные звездочкой в табл. 5, которые выполнены "мокрым" химическим методом из мономинеральных проб в химической лаборатории АО ИГи АН КазССР (г. Усть-Каменогорск). Петрографическая характеристика образцов, для которых получены анализы породообразующих минералов, приведена в табл. 5.

Оливины. При анализе оливинов (табл. 6) в большинстве случаев определялись лишь пять элементов (Si, Mg, Fe, Mn, Ni), так как содержания остальных компонентов, как видно из анализов 1, 7, 13, незначительны.

Для Максутского комплекса оливин является диагностическим минералом, присутствующим во всех без исключения породах. В порфировых разностях он слагает ранние, частично резорбированные вкрапленники, а также мелкие пойкилитовые включения в минералах основной массы; в равномернозернистых породах оливин, как прави-

Таблица 5

Петрографическая характеристика и привязка образцов, для которых выполнены химические анализы породообразующих минералов

Номер образца	Плагиоклаз		Моноклинический пироксен	Ромбический пироксен	Амфибол	Биотит	Порода	Массив
	Оливин							
31	55	+	+				Оливиновые габбродиабазы, I фаза	Максутский
12	62	+		+	+	+	Оливиновые	
29	62	+		+	+	+	нориты, 2 фаза	
15/1	63	+	+	+				
20	72	+		+		+	Плагиоклазовые перидотиты, 3 фаза	
20/19	72	+	+	+				
697	82	+	+		+	+	Пикритовые порфириды	Петропавловский
1304/2	85		+					
954	80		+	+			Пикрит-диабазы	Карасуйский
6566	80		+	+				
2511/2	70	+	+	+			Оливиновые габбро-нориты	Буконьский
1317/1	65	+	+	+			Оливиновые габбро-нориты,	Тастауский
90/4	55	+	+				габбро-диабазы, 2 фаза	
207/33	54	+	+					
215/2	50	+	+					
940/2	55	+	+				Оливиновые норит-диабазы, 1 фаза	Преображенский
222/4	62	+	+				Оливиновые габбро-диабазы, 2 фаза	
222/43	60		+					

Примечание. Для плагиоклазов приведено максимальное содержание анортитового компонента (в %), определенное оптическими методами (иммерсионным и на универсальном столике Е.С. Федорова). Звездочкой отмечены анализы, выполненные "мокрым" химическим методом. Остальные анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе.

Таблица 6

Химический состав оливинов максутского пикрит-диабазового комплекса (в вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6
	31	12'	29	15/1	20	20/19
SiO <sub>2</sub>	34,38	37,77	36,48	37,97	35,63	38,46
TiO <sub>2</sub>	-	Не опр.	Не опр.	Не опр.	-	Не опр.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	"	"	"	"	"
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.	"	"	"	Не опр.	"
FeO	42,49	28,08	30,19	28,12	19,46	22,57
MnO	0,73	0,61	0,64	0,60	0,31	0,43
MgO	21,78	33,77	31,93	33,31	43,70	38,57
CaO	-	Не опр.	Не опр.	Не опр.	-	Не опр.
Na <sub>2</sub> O	-	"	"	"	0,04	"
K <sub>2</sub> O	0,23	"	"	"	0,02	"
NiO	Не опр.	0,04	0,03	0,05	Не опр.	0,8
Сумма	99,61	100,27	99,27	100,05	99,16	100,11
f	0,52	0,32	0,35	0,32	0,20	0,25

Примечание. Суммарное железо дано в закисной форме. Привязку обр. см. в табл. 5.

Таблица 7

Химический состав клинопироксенов максутского комплекса (в вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6
	31	15/1	20/19	1304/2	697	954
SiO <sub>2</sub>	51,00	52,05	51,40	53,24	52,37	51,11
TiO <sub>2</sub>	1,00	0,20	1,08	0,81	1,12	1,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,68	1,41	3,21	2,44	2,67	3,88
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.	0,07	0,79	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	"	Не опр.	Не опр.	"	"	"
FeO	12,20	8,93	8,00	5,69	6,04	6,80
MnO	0,41	0,24	0,14	0,10	0,15	0,15
MgO	14,99	15,26	15,84	16,26	15,72	14,74
CaO	16,57	21,09	20,27	21,94	22,15	21,73
Na <sub>2</sub> O	0,43	Не опр.	Не опр.	0,36	0,45	0,50
K <sub>2</sub> O	0,02	"	"	0,03	0,02	0,02
П.п.п.	Не опр.	"	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	98,30	99,25	100,73	100,87	100,69	100,65
f	0,32	0,25	0,22	0,16	0,18	0,21

Примечание. Во всех анализах, кроме 9, суммарное железо дано в закисной форме; анализ 9 выполнен "мокрым" химическим методом. Привязку анализов см. табл. 5.

ло, идиоморфен по отношению к другим порообразующим минералам. По текстурно-структурным признакам оливин можно рассматривать в качестве наиболее ранней кристаллической фазы как для базитовых, так и для пикритовых пород.

По химическим свойствам оливин максутского комплекса варьирует в широких пределах. В габбро-диабазовой группе оливины ран-

7	8	9	10	11	12	13	14
697	2511/2	1317/1	90/4	207/33	215/2	940/2	222/4
39,74	38,65	37,24	38,54	37,28	38,05	35,79	37,53
0,04	He опр.	0,01	He опр.	He опр.	He опр.	-	He опр.
0,01	"	-	"	"	"	-	"
He опр.	"	He опр.	"	"	"	0,02	"
17,31	26,04	27,12	23,27	31,65	26,24	37,50	26,63
0,25	0,58	0,32	0,49	0,60	0,50	0,52	0,65
42,95	35,13	35,91	38,41	30,89	36,10	25,85	35,06
0,22	He опр.	0,11	He опр.	He опр.	He опр.	0,04	He опр.
-	"	He опр.	"	"	"	-	"
0,02	"	"	"	"	"	0,01	"
0,18	0,05	"	0,03	0,04	0,03	He опр.	0,04
100,72	100,45	100,71	100,74	100,46	100,92	99,73	99,91
0,19	0,29	0,30	0,25	0,36	0,29	0,44	0,30

7	8	9	10	11	12	13
6566	2511/2	1317/1	90/4	207/33	222/4	222/43
50,42	51,17	48,64	51,12	51,19	51,22	49,65
1,47	1,19	1,40	1,08	0,95	1,09	1,52
3,51	3,11	4,19	3,35	2,85	2,12	2,94
He опр.	0,22	He опр.	0,73	0,55	0,05	0,15
"	He опр.	1,79	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
7,13	8,20	6,82	8,02	8,00	8,05	8,52
0,15	0,16	0,28	0,19	0,20	0,26	0,18
14,91	15,42	14,80	15,44	15,66	14,09	13,90
21,76	20,39	19,30	19,50	18,73	20,26	20,38
0,42	He опр.	-	He опр.	He опр.	0,51	0,54
0,02	"	He опр.	"	"	-	-
He опр.	"	1,63	"	"	He опр.	He опр.
99,79	99,86	98,85	99,43	98,13	97,65	97,78
0,21	0,23	0,25	0,23	0,22	0,25	0,26

них фаз внедрения имеют железистость 0,44–0,52, в поздних – 0,25–0,36. В пикритовой группе пород их железистость не превышает 0,19–0,25. В целом оливины максутского комплекса отвечают ряду хризолит–гортонолит.

Составы оливинов меняются сопряженно с составами плагиоклазов, однако эта связь не строгая, и оливины равной железистости

Таблица 8

Химический состав ортопироксенов максутского комплекса (в вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5
	12	29	15/1	20	20/19
SiO <sub>2</sub>	54,11	54,98	51,56	52,59	51,77
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,45	0,41	0,53	0,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,26	1,14	1,31	1,24	1,68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.	Не опр.	0,07	Не опр.	0,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.	"	Не опр.	"	Не опр.
FeO	19,05	16,70	17,12	12,27	15,10
MnO	0,52	0,44	0,32	0,31	0,19
MgO	24,37	26,58	26,81	30,60	28,94
CaO	0,84	1,44	1,41	1,24	0,83
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,07	-	0,07	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,38 0,31	101,80 0,26	99,01 0,26	98,85 0,18	98,94 0,22

Примечание. Во всех анализах, кроме 9, суммарное железо дано в закисной форме; анализ 9 выполнен "мокрым" химическим методом. Привязку анализов см. табл. 5.

Таблица 9

Химический состав биотитов и амфиболов максутского комплекса (в вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	е	7
	12	29	20	697	12	29	697
SiO <sub>2</sub>	37,73	37,44	38,92	38,67	42,43	42,80	44,87
TiO <sub>2</sub>	3,71	4,49	2,53	6,10	3,84	3,70	4,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,96	14,64	15,37	13,26	11,16	11,43	8,82
FeO	14,83	12,59	8,90	9,95	12,51	13,02	9,03
MnO	0,08	0,05	0,05	0,03	0,15	0,22	0,10
MgO	16,03	16,81	21,31	17,60	13,03	13,12	15,05
CaO	-	-	-	0,02	10,78	10,84	11,22
Na <sub>2</sub> O	0,93	2,21	2,40	0,83	2,72	2,71	2,79
K <sub>2</sub> O	8,23	7,77	7,19	9,11	0,84	0,71	0,68
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	(4,00)	(4,00)	(4,00)	(4,00)	(2,00)	(2,00)	(2,00)
Сумма	100,50	100,00	100,67	99,57	99,46	100,55	98,98
f	0,34	0,29	0,18	0,24	0,35	0,36	0,25

Примечание. 1-4 - биотиты; 5-7 - амфиболы (привязку анализов см. табл. 5). Суммарное железо дано в закисной форме, количество конституционной воды введено, исходя из теоретических формул биотита и амфибола.

6	7	8	9	10	11
954	6566	2511/2	1317/1	215/2	940/2
55,17	55,54	54,43	50,42	52,19	50,26
0,17	0,29	0,25	0,87	0,36	0,07
0,10	0,16	0,72	3,21	0,90	0,09
Не опр.	Не опр.	0,08	Не опр.	0,09	0,09
"	"	Не опр.	0,30	Не опр.	Не опр.
14,67	14,52	18,81	14,40	22,83	32,02
0,32	0,30	0,34	0,42	0,34	0,59
28,55	28,19	25,96	23,60	22,58	17,71
1,00	1,02	1,12	4,40	1,67	0,71
0,07	0,08	-	-	-	-
0,03	0,01	-	-	-	-
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не хвати- ло матери- ала	Не опр.	Не опр.
100,08	100,11	99,71	97,62	100,96	101,54
0,22	0,22	0,29	0,26	0,36	0,50

могут сосуществовать с разными плагиоклазами. Отмечена устойчивая зависимость железистости оливинов от железистости моноклиновых пироксенов, при этом магнезиальность сосуществующих пироксенов всегда выше, а ее возрастание по сравнению с оливинами более интенсивное.

Пироксены. В породах максутского комплекса диагностированы как моноклиновый, так и ромбический пироксен. Клинопироксены в шлифах имеют бурую окраску, в тяжелой фракции протолочек их зерна окрашены в коричневый цвет. Ортопироксены в шлифах, как правило, преохроируют от бесцветного до светло-розового цвета, в тяжелой фракции протолочек имеют бледно-розовую окраску.

По химическим свойствам (табл. 7) клинопироксены относятся к ряду субкальциевый диопсид-салит - субкальциевый авгит [6]. Общая железистость моноклиновых пироксенов меняется от  $f = 0,16$  (пикритовые порфириды) до  $f = 0,32$  (оливиновые диабазы). Характерной чертой их составов является отсутствие значимой корреляции между содержаниями глинозема и общей железистостью.

Результаты химических анализов ортопироксенов (табл. 8) показывают, что последние отвечают ряду бронзит-гиперстен, причем ранние интрузивные габброиды содержат гиперстены с общей железистостью 0,45-0,50, для более поздних внедрений характерны

бронзит-гиперстены с  $f = 0,26-0,36$  и, наконец, в пикритоидной группе пород присутствуют магнезиальные бронзиты с  $f = 0,18-0,22$ . Содержания кальция и глинозема в ромбических пироксенах незначительные, за исключением одного анализа (см. табл. 8, ан.9). Поскольку этот анализ выполнялся из мономинеральной фракции, отобранной под бинокуляр, не исключено, что повышенная кальциевость связана не с особенностями его кристаллохимического строения, а с незначительной примесью в пробе клинопироксенового материала.

Для обоих пироксенов отмечается обратная связь между их железистостью и основностью плагиоклазов, которая, как и в случае пары оливин-плагиоклаз, не является строго детерминированной.

Коэффициент распределения железо-магнезиальных компонентов между ромбическими и моноклинными пироксенами близок к единице.

Амфиболы и биотиты присутствуют во всех породах максутского комплекса и фиксируют наиболее позднюю стадию их кристаллизации. Химический состав биотитов и амфиболов приведен в табл. 9. Из-за малого числа анализов оказалось невозможным проследить основные закономерности изменения их кристаллохимических свойств, поэтому ниже приводится лишь краткая характеристика минералов.

Амфиболы представлены красно-коричневой роговой обманкой с резко выраженным плеохроизмом. По содержанию глинозема, замещающего кремнезем ( $Al_{IV} = 8,00$ ;  $Si = 1,43-1,71$  форм. ед.), они, как и большинство магматических роговых обманок, занимают промежуточное положение между рядами эденита и паргасита. Кроме этого, из имеющихся данных следует, что роговая обманка в базитовой группе пород имеет более высокую глиноземистость, чем в пикритоидной. Концентрации титана выше обычного (до  $0,41-0,49$  иона на 1 форм. ед.), но не достигают значений, характерных для керсутитов.

Минералы группы биотитов относятся к магнезиальным разностям и занимают промежуточное положение между мероксенами (габбро-диабазовая группа) и флогопитами (пикритоидная группа). Для них характерны исключительно низкие концентрации кальция и относительно низкие — титана.

## ОБСУЖДЕНИЕ ВОПРОСОВ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

На основе приведенного выше материала можно заключить, что формирование пикрит-диабазового комплекса происходило в три интрузивных фазы, причем общее развитие магматического процесса имело антидромный характер. Наиболее ранние порции магмы отвечали по составу субщелочным базальтам, имеющим повышенную железистость. Во вторую фазу произошло внедрение относительно более магнезиальных порций субщелочных базальтов, локализовавшихся в тех же магматических структурах, что и первоначальные расплавы, и, наконец, завершился магматический процесс интрузиями пикритовой магмы.

Изучение габброидов, которые кристаллизовались в течение первых двух фаз магматической деятельности, показало, что для них характерно: 1) наличие резких интрузивных границ и скачкообразное изменение химических свойств пород и минералов при переходе от ранней интрузивной фазы к более поздней; 2) отсутствие направленной (детерминированной) изменчивости химических свойств пород и минералов в пределах каждой интрузивной фазы; 3) их внутренняя однородность. В совокупности приведенные признаки свидетельствуют о незначительной роли кристаллизационной дифференциации в условиях становления базитовой группы пород. В этом случае составы первичных (исходных) магматических расплавов должны быть близки к средним составам отдельных интрузивных фаз (табл. 10).

В отличие от базитовых расплавов, пикритовая магма при подъеме на поверхность испытывала интенсивное кристаллизационное фракционирование главным образом за счет гравитационной отсадки оливина. В пользу такого механизма свидетельствуют отсутствие четких фазовых границ (интрузивных контактов) и наличие детерминированной (жестко заданной) изменчивости химических свойств пород внутри пикритоидной группы.

Состав недифференцированной пикритовой магмы можно оценить, исходя из среднего состава пикритовых порфиритов, сохранивших нераскристаллизованное остаточное стекло, и плагиоклазовых перидотитов, которые по минералого-петрографическим признакам являются их гипабиссальными аналогами (см. табл. 10). Пикрит-диабазы Аргимбайского ареала и мезократовые оливиновые нориты Максутского массива необходимо рассматривать здесь как продукты дифференциации первичной пикритовой магмы.

Для того, чтобы проверить возможность образования оливиновых пикрит-диабазов и норитов за счет гравитационного фракционирования первичной магмы, были рассчитаны составы промежуточных расплавов при удалении 30–60% оливина. Результаты расчета приведены в табл. 11 и нанесены на рис. 4, из которого видно, что тренды природных и рассчитанных составов практически совпадают между собой.

Отметим также, что при фракционировании оливина отношение элементов, не входящих в его состав, должно оставаться приблизительно постоянным как в первичной пикритовой магме, так и в продуктах ее дифференциации. В первую очередь это касается отношения глинозема к кальцию, так как концентрации этих элементов не играют существенной роли в оливинах. Для пикритоидной группы пород отношение  $Al_2O_3/CaO$  равно 2,11–2,98, т.е. изменяется незначительно, в то время как абсолютные концентрации алюминия и кальция варьируют очень сильно, возрастая к конечным членам пикрит-диабазовой серии пород.

Некоторым противоречием в связи с этим выглядит очень низкое  $Al_2O_3/CaO$  – отношение, равное 0,57–0,58, в интерстициальных стеклах из пикритовых порфиритов (см. табл. 1). Однако это

Таблица 10

Средние составы интрузивных фаз в различных массивах мак

Окислы	Базитовые, 1 фаза		Базитовые, 2 фаза
	1(6)	2(4)	3(7)
SiO <sub>2</sub>	50,12	48,34	51,23
TiO <sub>2</sub>	2,53	2,24	1,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,93	16,12	19,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,41	1,63	2,64
FeO	9,89	9,96	5,89
MnO	0,21	0,21	0,13
MgO	5,82	8,84	5,97
CaO	7,45	8,01	7,90
Na <sub>2</sub> O	3,59	3,37	3,49
K <sub>2</sub> O	1,43	0,90	1,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,62	0,38	0,33
Сумма	100,00	100,00	100,00

Примечание. 1-8 - массивы: 1 - Масутский, 2 - Преображенский, 3 - Максутский, 4 - Буконьский, 5 - Тастауский (севе-

противоречие снимается, если допустить, что пикритовые порфириды являются недифференцированными продуктами кристаллизации первичной магмы. В этом случае состав наиболее поздних остаточных стекол, в отличие от валового состава пикрит-диабазовых дифференциатов, должен определяться не столько фракционированием оливина, сколько общим эффектом последовательной кристаллизации в ряду: оливин-пироксен-плаггиоклаз-биотит. Теоретически, при кристаллизации этого ряда концентрации глинозема, кальция и других компонентов в сосуществующем расплаве должны изменяться в соответствии с последовательным изъятием из него тех элементов, которые входят в кристаллизующуюся фазу. Таким образом, при кристаллизации наиболее поздних высокоглиноземистых минералов основной массы пикритовых порфиридов (плаггиоклаза и биотита) остаточный расплав будет обедняться глиноземом при одновременном повышении содержания кальция, магния и железа. Реальность подобного механизма в природе была показана на примере изучения составов стекол-узников во вкрапленниках оливина, пироксена и плаггиоклаза из толеитовых базальтов океанических рифтовых зон [22].

Температурный режим кристаллизации расплавов можно оценить, используя данные по равновесиям оливин-расплав (субликвидусные

сутского комплекса (в вес. %)

Базитовые, 2 фаза	Базитовые, 2 фаза		Пикритовые, 3 фаза	
	4(3)	5(4)	6(1)	7(3)
49,54	48,77	49,82	43,80	43,49
0,93	1,21	1,57	0,74	0,76
19,07	16,69	17,93	8,46	9,86
1,91	1,32	2,63	2,60	3,36
7,25	8,51	7,57	10,57	9,45
0,13	0,20	0,05	0,20	0,24
8,68	12,02	7,94	27,85	28,11
8,40	6,90	7,87	3,54	3,51
3,22	2,69	3,61	1,28	0,43
0,68	1,48	0,99	0,86	0,58
0,19	0,21	0,02	0,10	0,21
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

ро-западное тело), 6 - Преображенский, 7 - Максутский, 8 - Петровпавловский. В скобках приведено число анализов.

температуры) и ортопироксен-клинопироксен (субсолидусные температуры).

Рассмотрим сначала зависимость составов оливинов от составов сосуществующих расплавов. На рис. 5, по данным табл. 6 и 10, показана связь мольной доли форстеритового компонента в расплаве ( $\lg X_{\Phi_0}^L$ ) с долей форстерита в оливине ( $\lg X_{\Phi_0}^{Ol}$ )<sup>1</sup>. Эта связь имеет устойчивый нелинейный характер, причем содержание форстеритовой молекулы в оливине закономерно выше ее содержания в расплаве. Теоретически для идеальной системы имеем:

$$\lg X_{\Phi_0}^L = \lg X_{\Phi_0}^{Ol} + \frac{\Delta H_0}{0,43R} \left( \frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right),$$

где  $H_0$  и  $T_0$  - соответственно теплота и температура плавления чистого форстерита. Как видно из приведенного выше уравнения Ван-Лаара, зависимость ( $\lg X_{\Phi_0}^L$ ) от ( $\lg X_{\Phi_0}^{Ol}$ ) при постоянном давлении

<sup>1</sup> Метод расчета этих коэффициентов приведен в [13].

Таблица 11

Средний состав первичного пикритового расплава (в вес. %) и рассчитанные составы промежуточных расплавов при условии удаления 30–60% оливина

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	37,91	43,78	46,30	47,69	49,65	52,58
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,75	1,05	1,22	1,46	1,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	9,19	13,13	15,32	18,38	22,98
FeO	19,77	12,73	9,71	8,04	5,69	2,17
MnO	0,33	0,22	0,17	0,15	0,11	0,06
MgO	41,71	28,06	22,22	18,95	14,41	7,58
CaO	0,22	3,53	4,95	5,74	6,84	8,49
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,86	1,22	1,43	1,71	2,13
K <sub>2</sub> O	0,01	0,72	1,02	1,19	1,43	1,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	0,16	0,23	0,27	0,32	0,40
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. 1 – средний состав оливина из пикритовых порфиритов и плагиоклазовых перидотитов, приведенный к 100%; 2 – средний состав пикритовых порфиритов и плагиоклазовых перидотитов, пересчитанный на сухой остаток; 3–6 – рассчитанные составы промежуточных расплавов при удалении из пикритовой магмы 30, 40, 50 и 60% оливина. Суммарное железо дано в закисной форме.

в первую очередь, обусловлена температурой. Этот факт послужил основой для создания нескольких расчетных способов определения температуры расплава в присутствии ликвидусного оливина [1, 11, 13, 23].

Учитывая, что применение Ван-Лааровской модели для неидеальных систем требует знания активностей компонентов, которые в нашем случае неизвестны, мы воспользовались одной из полуэмпирических формул [13, уравнение 21]. Полученные данные нанесены на диаграмму (рис. 6), которая иллюстрирует общее возрастание температуры расплавов с понижением их железистости и наличие резкого температурного разрыва между пикритовыми и базальтовыми магмами.

Необходимо сразу оговориться, что при расчете принималось  $P_{\text{общ}} = 1$  атм и  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0$ , т.е. не учитывалось общее давление в системе и содержание воды (и других флюидов) в расплаве. Однако из общих физико-химических соображений ясно, что эти факторы в некоторой степени компенсируют свое влияние на температуру плавления [1]. Поэтому, несмотря на то, что приведенные на рис. 6 расчетные температуры, по-видимому, значительно отличаются от реальных, принципиальная картина (в частности, наличие температурного разрыва) должна остаться неизменной.

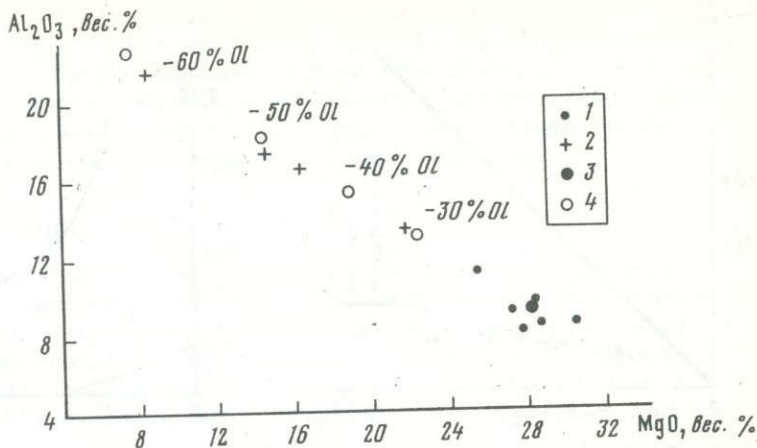


Рис. 4. Корреляционный тренд магния и глинозема в пикритовой группе пород максутского комплекса и его сравнение с рассчитанным трендом дифференциации пикритовой магмы при удалении из нее 30–60% оливина (по данным табл. 11)

1 – пикритовые порфириды и плагиоклазовые перидотиты, 2 – пикрит-диабазы и мезократовые оливиновые нориты, 3 – средний состав пикритовой магмы, 4 – рассчитанные составы промежуточных расплавов при удалении из исходной пикритовой магмы 30–60% оливина

Ранее при минералогической характеристике максутского комплекса было показано, что коэффициент распределения железо-магnezияльных компонентов для пироксеновой пары имеет весьма низкие значения, близкие к единице. Эти данные свидетельствуют о том, что режим субсолидусной кристаллизации пород максутского комплекса был достаточно высокотемпературным, так как этот коэффициент для пироксенов и температура связаны обратной зависимостью, и состав пироксенов (и пород) мало влияет на распределение железа и магния между ними [6].

Кроме того, обращают на себя внимание очень близкие коэффициенты распределения железо-магnezияльных компонентов как в пироксенах базитовой, так и пикритовой породных групп. В связи с этим правомерно предположить, что субсолидусная кристаллизация пикритовых пород и габброидов проходила в близких условиях и не имела такого температурного разрыва, который был зафиксирован на ликвидусе.

Наличие крупного разрыва между ликвидусными и солидусными температурами для пикритовой группы пород, вероятно, явилось тем необходимым фактором, который способствовал интенсивной дифференциации пикритовой магмы.

Таким образом, данные по геологии, петрохимии и минералогии свидетельствуют о четком различии базальтовых и пикритовых рас-

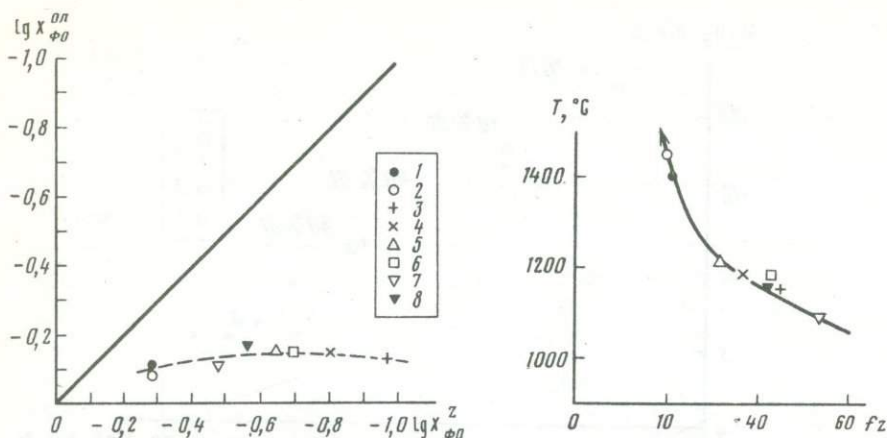


Рис. 5. Связь мольной доли форстеритового компонента в расплавах и оливинах максутского комплекса (по данным табл. 6 и 10)

$$x_{\text{фо}}^L = \frac{3,5 \text{ Mg}}{\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Si} + \dots} \quad (\text{по Перчуку и Ваганову, 1978}).$$

1 - ультрабазиты (III фаза), Максутский массив; 2 - ультрабазиты (III фаза), Петропавловский массив; 3 - базиты (II фаза), Максутский массив; 4 - базиты (II фаза), Буконьский массив; 5 - базиты (II фаза), Тастауский массив; 6 - базиты (II фаза), Преображенский массив; 7 - базиты (I фаза), Максутский массив; 8 - базиты (I фаза), Преображенский массив

Рис. 6. Зависимость расчетной ликвидусной температуры от общей железистости расплавов максутского комплекса

Для расчета ликвидусной температуры использована полуэмпирическая формула (по Перчуку, Ваганову, 1978, ур-ние 21). Условные обозначения те же, что на рис. 5

плавов, принимавших участие в формировании максутского комплекса. Генетическая связь между габброидами и пикритами возможна в том случае, если первые отвечали более ранним жидкостям, а вторые - более поздним при условии последовательного селективного плавления мантийного субстрата.

Оценка петрохимических особенностей первичного субстрата возможна на основе анализа тех породообразующих элементов (Ti, Ca, Na, K, Al) в пикритовой магме, содержания которых при появлении пикритового расплава в существенно оливиновом остатке могут быть приравнены к нулю. В частности, отношение  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$  должно сохраняться неизменным как в пикритовом расплаве, так и в исходном субстрате. Для пикритовых порфиритов и плагиоклазовых перидотитов максутского комплекса отношение  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$  равно 2,81, что значительно выше значений, рассчитанных для предлагаемых в

настоящее время модельных составов верхней мантии: 1,51 [14]; 0,83 [12]; 1,61 [5]. Вероятно, высокоглиноземистые пикритовые расплавы требуют для себя особого типа мантийного субстрата, обогащенного глиноземом по отношению к кальцию. В петрографическом отношении этому условию ближе всего отвечают гранатовые перидотиты, не содержащие кальциевого пироксена.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Впервые в пределах Зайсанской складчатой системы выявлен ареал интрузивов пикрит-диабазовой формации (максутский комплекс). Формирование максутского комплекса связано с последовательным антидромным внедрением все более магнезиальных самостоятельных расплавов, состав которых менялся от субщелочных базальтов (ранние интрузивные фазы) до пикритов (завершающий этап магматизма).

2. В процессе подъема на поверхность пикритовая магма испытывала кристаллизационное фракционирование главным образом за счет гравитационной отсадки оливина, что привело к образованию дифференцированного ряда пикрит-диабазов. Для базальтовых расплавов роль кристаллизационной дифференциации была незначительна.

3. Генетическая связь между базальтовыми и пикритовыми расплавами возможна в том случае, если щелочные базальты являлись более ранними жидкостями, а пикриты — более поздними, образовавшимися в результате последовательного селективного плавления мантийного субстрата в условиях прогрессивного повышения температуры.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Ваганов В.И., Кузнецов И.Е. Определение температур кристаллизации оливина ультраосновных и основных пород. — В кн.: Современные методики петрологических исследований. М.: Наука, 1976.
2. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975.
3. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Проблема платформенного магматизма. Ст. 3. Ультраосновной магматизм платформенных областей. — Геол. и геофиз. 1977, № 2.
4. Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Кузубный В.С. О расчленении позднепалеозойских габброидов Юго-Западной Калбы (на примере Аргимбайского интрузивного пояса). — Геол. и геофиз. (в печати).
5. Дмитриев Л.В. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 1973.
6. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Куталин В.А. Порообразующие пироксены. М.: Наука, 1971.
7. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. Петрология рудоносного габбрового массива Максут. — Геол. и геофиз., 1976, № 8.

8. Ермолов П.В., Кузубный В.С., Владимиров А.Г. Тастауская вулкано-плутоническая базит-гранитоидная серия Зайсанской складчатой системы. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978, № 2.
9. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
10. Кокаев С.Н., Плошко В.В. Новые данные о диабаз-пикритовой формации Большого Кавказа. - Сов. геология, 1975, № 2.
11. Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972.
12. Кутюлин В.А., Агафонов Л.В. О составе верхней мантии в связи с относительной устойчивостью ультраосновных нодулей. - Геол. и геофиз., 1978, № 5.
13. Перчук Л.Л., Ваганов В.И. Температурный режим кристаллизации и дифференциации основных и ультраосновных магм. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1978, вып. VII.
14. Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р. Петрографический состав верхней мантии. - В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
15. Симон А.К., Баскина В.А. Пикриты и проблемы ультраосновного магматизма. - В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Мир, 1976.
16. Соболев А.В. Фазовый состав меймечитов севера Сибири и некоторые проблемы их генезиса. - В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978.
17. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геохимия пород ультраосновной вулканической провинции Камчатки. - Сов. геология, 1975, № 1.
18. Марковский Б.А., Ланда Э.А. Ультраосновной вулканизм и некоторые проблемы генезиса гипербазитов. - Сов. геология, 1976, № 1.
19. Михайлов Н.П., Семенов Ю.Л. Каратурсгайский пикрито-диабазовый комплекс в Казахстане и некоторые вопросы петрологии пикритов. - Сов. геология, 1965, № 3.
20. Хамрабаев И.Х. Пикритовые тела Южного Тянь-Шаня как продукты вещества мантии. - В кн.: Петрология, М.: Наука, 1972.
21. Шека С.А. Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня. \* - Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 2.
22. Шека С.А., Куененцова Н.А., Иванова В.Л. О роли ликвации и к кристаллизационной дифференциации в эволюции базальтовых расплавов. - В кн.: Тезисы докладов IV семинара по геохимии магматических пород. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1978.
23. Roeder P.L., Emslie R.F. Olivin-Liquid Equilibrium. - Contr. Mineral. and Petrol., 1970, v. 2, N 4.

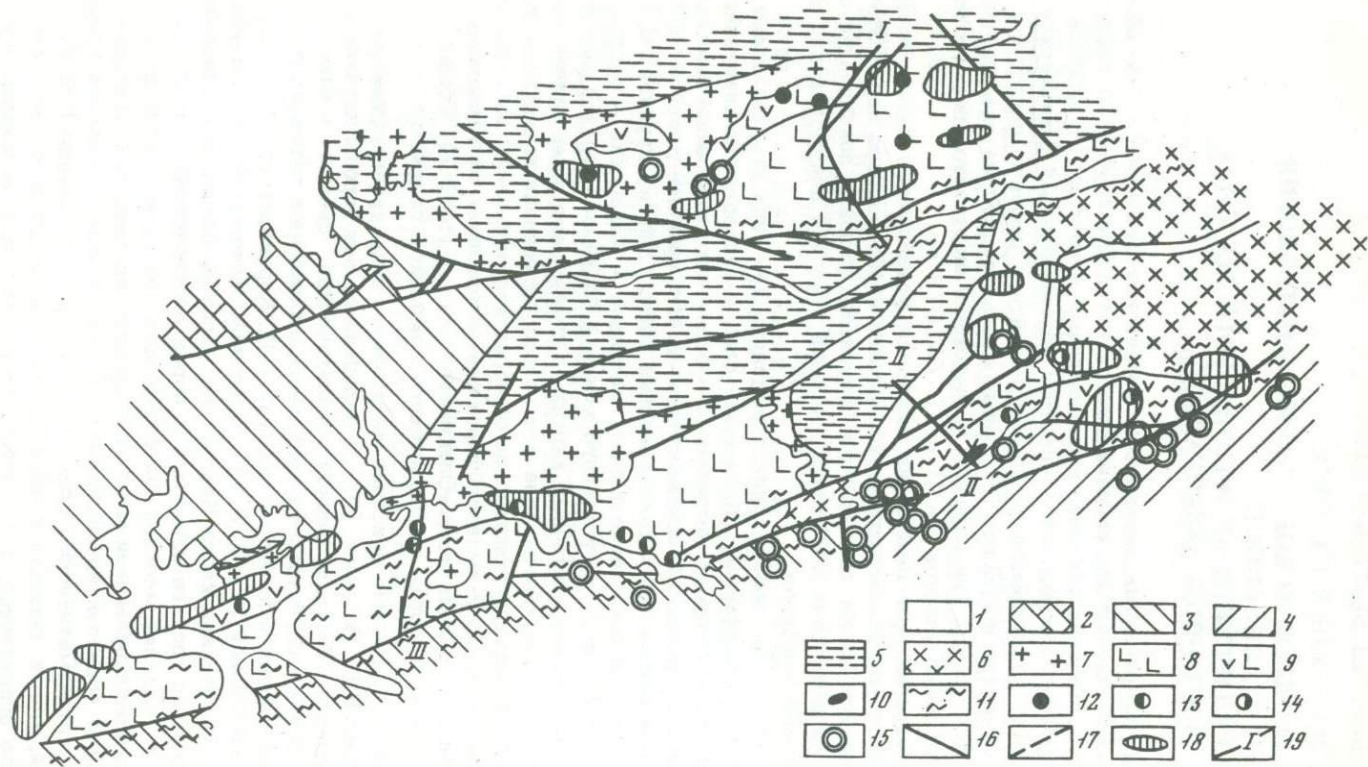
М.К. СУХАНОВ, Е.А. ПАНСКИХ

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПЕТРОЛОГИЯ  
И РУДОНОСНОСТЬ  
КАЛАРСКОГО АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА  
(ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

Освоение природных ресурсов на территории строящейся Байкало-Амурской магистрали сопровождается активным изучением геологического строения районов, расположенных к востоку от Байкала. В результате исследований появляется дополнительный фактический материал, позволяющий по-новому подойти к решению некоторых геологических вопросов. Настоящая статья посвящена анализу данных, полученных при изучении Каларского анортозитового массива (центральный участок БАМ) в 1976-1978 гг.

Проведенные исследования позволили установить главные закономерности внутреннего строения массива и образования пород этого района, что имеет значение для выяснения условий локализации оруденения и решения некоторых вопросов генезиса докембрийских анортозитовых массивов.

В настоящее время принято выделять два типа анортозитовых пород: стратиформные, образующие слои в расслоенных интрузиях основного состава, и автономные - огромные по площади массивы, которые встречаются исключительно среди наиболее древних глубокометаморфизованных докембрийских толщ. Один из крупнейших в мире автономных анортозитовых массивов - Каларский - расположен в СССР в районе центрального участка Байкало-Амурской магистрали. На мелкомасштабных картах он показывается как единое крупное тело, но на самом деле это полоса разрозненных выходов анортозитов и ассоциирующих с ними пород шириной 5-20 км, протягивающаяся на 120 км в субширотном направлении от верховьев р. Калар на западе до р. Олекма на востоке (рис. 1). Общая площадь выходов пород анортозитового комплекса составляет около 1500 км<sup>2</sup>. Первые описания анортозитов междуречья Олекма-Калар сделаны Е.С. Бобиным [5]. В дальнейшем эти породы изучались при проведении Государственной геологической съемки масштаба 1:200000, результаты которой нашли отражение в изданных геологических картах и печатных работах С.П. Кориковского [11, 12] и Г.Н. Баженовой [1, 2, 3, 4]. Последним автором была составлена петрографическая карта Каларского массива, основанная главным образом на составе плагиоклаза пород анортозитового комплекса. Так, в пределах массива были выделены сменяющие друг друга в восточном направлении зоны лабрадоритов, андезититов, олигоклазитов. В схеме образования анортозитов Калара большое значение придается метасоматическим процессам, которые, по мнению Г.Н. Баженовой, могли привести к образованию зон анортозитизации вокруг блоков анортозитов, т.е. ореолов метасоматитов, возникших при за-



мещении вмещающих пород анортозитами. Исследования, проведенные авторами настоящей статьи, позволили предложить иную схему строения анортозитового комплекса, основанную на петрохимических особенностях пород, что в свою очередь делает возможным установление некоторых закономерностей локализации оруденения и позволяет сравнивать Каларский анортозитовый массив с другими автономными анортозитовыми ассоциациями докембрия.

В структурном отношении Каларский массив приурочен к южной границе архейской Чарской глыбы, к области ее сочленения с нижнепротерозойской Удакано-Становой зоной. Анортозитовые породы залегают среди мощных толщ двупироксеновых кристаллических сланцев и биотитовых гнейсов, метаморфизованных в гранулитовой фации метаморфизма. Название Каларский массив является обобщенным для двух сближенных массивов анортозитов: южного - Имангакитского и северного - Куронаахского. Массивы вытянуты в субширотном направлении и имеют однотипное строение. Сюда они ограничены крупными разломами. Так, южный контакт Имангакитского массива совпадает с крупной ветвью Станового разлома, по которому породы анортозитового комплекса контактируют с биотитовыми, биотит-роговообманковыми гнейсами и амфиболитами Станового комплекса, относящегося к нижнему протерозою. С северо-запада оба массива обрамляются чарнокитоидами, их западное продолжение скрыто под четвертичными отложениями. Восточный контакт Куронаахского массива - тектонический, Имангакитского - интрузивный; здесь анортозиты прорываются более молодыми сиенитами. Простирание полосчатости, наблюдаемой при чередовании лейкократовых и меланократовых пород, в пределах массивов восток-северо-восточное, падение преимущественно северо-западное под разными углами. В строении анортозитовых массивов принимают участие раз-

---

Рис. 1. Схема геологического строения Каларского анортозитового массива (составлена авторами по материалам Г.Н. Баженовой, А.Н. Князева, С.П. Кориковского, Е.Е. Федорова, В.С. Федоровского и на основании личных наблюдений)

1 - четвертичные отложения; 2 - карбонатные породы, кембрий; 3 - метаморфические породы удоканского комплекса, нижний протерозой; 4 - метаморфические породы станового комплекса нижний протерозой; 5 - метаморфические породы курультинской серии, архей; 6 - сиениты и микроклиниты; 7 - чарнокитоиды зон гранитизации; 8 - анортозиты центральной фации; 9 - габброиды и габбро-анортозиты краевой фации; 10 - перидотиты; 11 - диафториты; 12 - апатит-ильменит-титаномагнетитовые рудопоявления; 13 - апатит-магнетит-ильменитовые рудопоявления; 14 - кварц-амфиболовые метасоматиты с ильменитом и апатитом; 15 - редкоземельные рудопоявления; 16 - тектонические нарушения; 17 - границы краевой и центральной фаций; 18 - магнитные аномалии; 19 - наиболее характерные разрезы массива, представленные на рис. 2

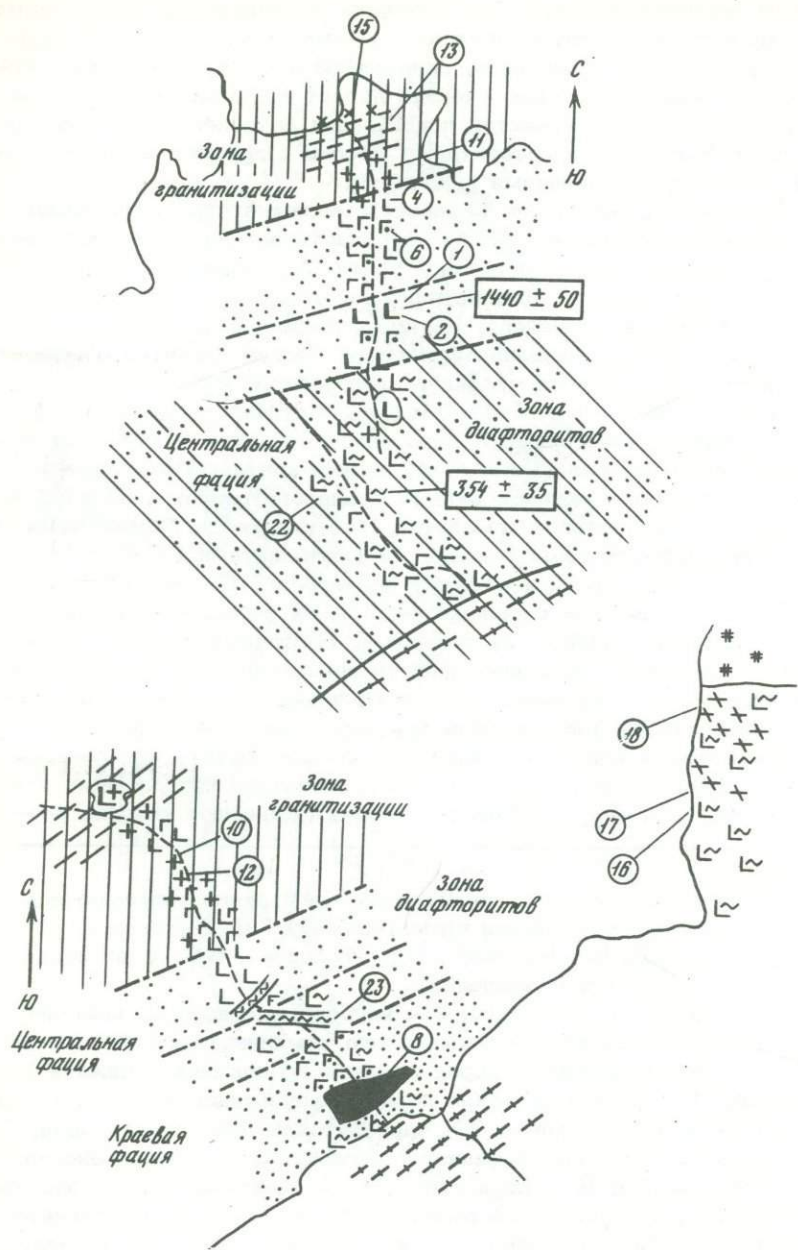
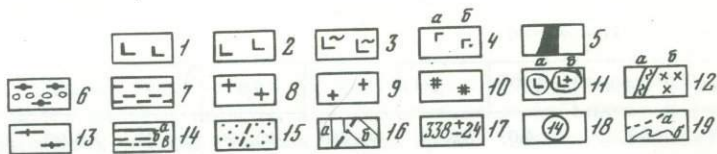
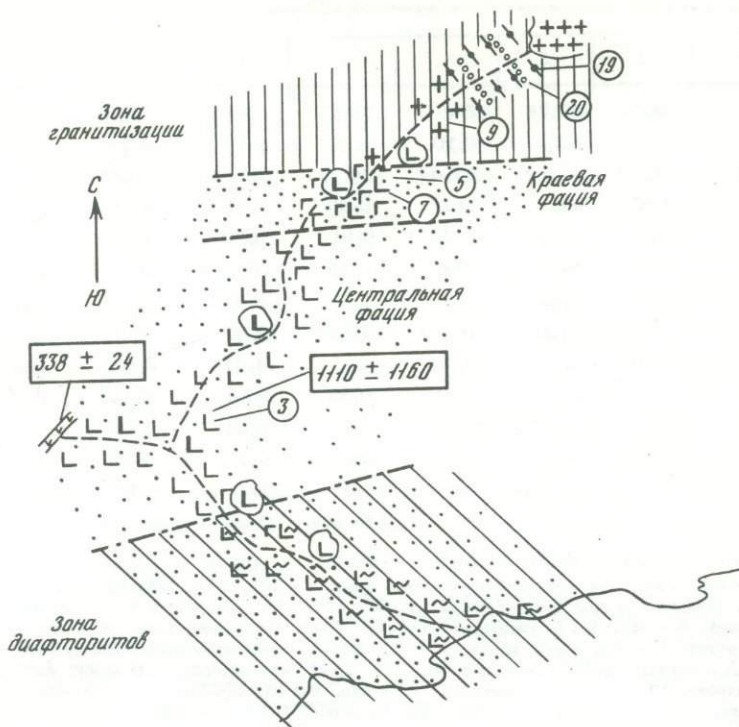


Рис. 2. Характерные разрезы анортозитовых массивов

1 - лабрадориты; 2 - андезиты; 3 - олигоклазиты; 4 - а) габбро, б) рудное габбро; 5 - перidotиты; 6 - вмещающие анортозиты породы: биотитовые гнейсы с прослоями пироксен-гранатовых слан-



цев; 7 - мигматиты; 8 - чарнокитоиды; 9 - граниты; 10 - сиениты; 11 - а) реликты лабрадоритов, б) реликты гранитизированных анортозитов; 12 - а) кварц-серпичитовые породы, б) амфиболиты с ильменитом, магнетитом и апатитом; 13 - нижнепротерозойские метаморфические породы; 14 - а) разломы, б) границы фаций, в) границы зон; 15 - а) краевая фация, б) центральная фация; 16 - а) зона гранитизации, б) зона диафторитов; 17 - места отбора проб для определения абсолютного возраста; 18 - места отбора проанализированных образцов (табл. 1, 2); 19 - а) линии маршрутов, б) реки

Таблица 1. Химический состав пород района Каларского массива (в вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	51,50	53,76	54,70	56,57	52,72	49,85	50,64
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,19	0,10	0,30	1,50	2,24	1,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,00	27,60	27,44	24,77	20,91	19,35	14,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	н.о.	0,27	0,66	1,41	3,96	1,85
FeO	1,09	1,46	0,73	0,91	5,32	7,41	10,50
MnO	Не обн.	Не обн.	0,01	0,02	0,03	0,15	0,01
MgO	0,39	0,21	0,34	0,58	3,31	2,55	6,73
CaO	12,80	11,04	10,00	10,27	9,70	9,50	11,12
Na <sub>2</sub> O	3,79	4,52	5,08	4,75	4,07	3,92	2,33
K <sub>2</sub> O	0,37	0,56	0,48	0,33	0,56	0,23	0,26
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,57	0,21	0,18	0,60	0,31	0,53	0,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не обн.	Не обн.	0,12	0,09	0,05	0,12	0,10
SO <sub>3</sub>	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,05	Не опр.	0,14	Не опр.
CO <sub>2</sub>	"	"	"	Не обн.	0,30	Не опр.	0,27
Сумма	99,24	99,55	99,45	99,90	100,20	99,85	100,06

Примечание. 1-3 - породы центральной фации: 1 - обр. 264, лабрадорит, 2 - обр. 201-6, андезит с кристаллами лабрадора, 3 - обр. 65А, андезит; 4-8 - породы краевой фации: 4 - обр. А-11, андезит, 5 - обр. 76-1, габбро-андезит, 6 - обр. А-22, габбро-норит, 7 - обр. 80-2, норит, 8 - обр. 231-3, серпентинизированный дунит.

9-15 - породы зоны гранитизации: 9 - обр. 71-1, чаноэндербит, 10 - обр. А-146, чаноэндербит, 11 - обр. А-7, эндербит, 12 - обр. А-145, чаноэндербит, 13 - обр. А-5, мигматит, 14 - обр. А-142, гранитогнейс, 15 - обр. А-1, сиенито-гнейс; 16-18 - метасоматические породы в зоне воздействия сиенитов: 16 - обр. А-193, анортозит с амфи-

Таблица 1(окончание)

Окислы	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO <sub>2</sub>	52,20	51,20	39,15	61,08	40,18	54,43	50,96	60,88
TiO <sub>2</sub>	0,62	2,58	4,81	0,77	0,97	0,12	0,19	0,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,78	15,68	12,21	14,90	18,56	25,38	22,67	17,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,25	5,27	9,17	1,65	2,41	1,13	0,88	2,54
FeO	0,69	6,49	11,93	5,62	26,63	0,19	3,23	7,06
MnO	0,06	0,15	0,30	0,07	0,17	0,01	0,07	0,62
MgO	0,63	2,96	4,59	3,76	4,00	0,39	4,37	3,02
CaO	9,65	7,53	9,08	6,16	5,74	10,65	10,26	0,63
Na <sub>2</sub> O	5,62	4,37	3,82	3,87	0,17	6,05	2,87	0,44
K <sub>2</sub> O	1,11	0,73	0,86	0,75	0,04	0,51	0,10	3,91
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,91	1,52	0,58	0,82	0,16	0,84	1,96	2,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,76	2,52	0,07	0,59	0,04	0,03	0,06
SO <sub>3</sub>	0,01	0,22	0,35	Не опр.	Не опр.	0,14	0,14	0,01
CO <sub>2</sub>	0,07	0,09	0,07	0,65	0,64	Не обн.	Не обн.	0,09
Сумма	99,63	99,65	99,55	100,17	100,28	99,84	99,74	99,85

8	9	10	11	12	13	14	15
36,34	61,80	65,02	65,79	69,98	72,84	73,77	75,11
0,42	1,22	0,45	0,82	0,24	0,63	0,19	0,29
3,38	14,34	16,56	15,85	14,52	11,86	13,44	12,51
6,80	1,79	2,44	2,03	0,80	1,05	1,17	0,51
7,82	8,06	1,89	3,27	1,60	3,21	0,60	1,34
0,12	0,05	0,08	0,07	0,03	0,07	0,02	0,04
35,25	0,79	1,93	1,22	1,10	0,30	0,30	0,33
1,94	4,10	4,01	5,20	1,84	1,70	1,25	0,83
0,09	4,07	4,05	4,25	3,53	3,05	3,13	3,36
0,10	2,96	3,56	0,44	4,27	3,87	5,68	5,21
7,21	0,39	0,40	0,59	1,77	0,40	0,30	0,17
0,05	0,23	0,13	0,11	0,09	0,13	0,03	0,06
Не опр.	0,01	Не обн.	0,01	0,01	0,01	Не обн.	Не обн.
Не опр.	Не обн.	0,04	Не обн.	0,07	Не обн.	0,05	Не обн.
99,52	99,81	99,56	99,65	99,85	99,12	99,93	99,76

бол-ильменитовыми прожилками, 17 - обр. А-195, амфиболизированный анортозит с апатитом и ильменитом, 18 - обр. А-209, апатит-ильменит-кварц-амфиболовая порода; 19-20 - вмещающие анортозиты метаморфические породы; 19 - обр. 68-3, биотитовый гнейс; 20 - обр. 68-4, пироксен-гранатовый сланец; 21-23 - породы зоны диафоритов: 21 - обр. А-42, диафоритованный анортозит; 22 - обр. А-46, диафоритованный габбро-анортозит; 23 - обр. А-122, гранат-серцит-кварцевая порода.

Анализы 1-3, 7-9, 5, 19, 20 выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитик Уланова О.Т., остальные анализы выполнены в лаборатории ДВИМС МГ СССР.

личные породы: преобладают анортозиты и габбро-анортозиты, реже встречаются габбро, нориты, небольшие тела амфиболитов и оливинсодержащих ультраосновных пород; кроме того, с анортозитами ассоциируют чарнокитоиды и различные вторично измененные породы. Изучение массивов по нескольким детальным разрезам вкрест простиранья основных структур (рис. 1, 2) и прослеживание зон по простиранью позволило выявить некоторые закономерности в характере чередования указанных пород и выделить центральную и краевую фации массивов, которые отличны по составу слагающих их пород. Анортозитовый комплекс подвергся воздействию нескольких наложенных процессов, что позволило выделить зоны гранитизации и диафоритов, в пределах которых анортозиты претерпевают интенсивные изменения и превращаются в различные породы.

Породы центральной фации занимают большую часть площади выходов анортозитов и распространены в осевых частях массивов в полосе шириной 2-8 км. Преобладающими разновидностями являются анортозиты и габбро-анортозиты; габбро и нориты встречаются редко, образуя линзовидные или шлировые тела мощностью несколько метров и лишь в отдельных случаях их размеры дости-

Таблица 2

Химический состав породообразующих минералов Каларского

Окислы	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	48,8	50,4	42,3	53,9
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,19	2,05	He обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,5	2,08	11,2	27,9
FeO	0,17	13,4	18,7	0,14
MnO	He обн.	0,29	0,17	He обн.
MgO	0,09	12,1	9,33	0,02
CaO	14,8	21,8	12,0	11,6
Na <sub>2</sub> O	3,36	0,35	1,07	4,80
K <sub>2</sub> O	0,09	He обн.	0,45	0,30
Сумма	97,83	100,61	97,27	98,66
	Формульные количества × 1000			
Si	2283	1916	6149	2486
Ti	1	5	223	-
Al	1682	93	1918	1489
Fe	7	424	2273	5
Mn	-	9	20	-
Mg	6	683	2021	1
Ca	742	887	1869	573
Na	305	25	300	412
K	6	-	82	17
<i>An, En</i>	70,5	34,2		57,2
<i>Ab, Fs</i>	29,0	21,3		41,2
<i>Or, Wo</i>	0,5	44,5		1,6
Fe		38,3	52,9	
Fe+Mg	.100%			

Примечание. 1 - 3 - обр. 264 - лабрадорит: 1 - плагиоклаз, 2 - авгит, 3 - гастингсит; 4 - 6 - обр. 201-3 - лабрадорит: 4 - плагиоклаз, 5 - авгит, 6 - гиперстен; 7 - 9 - обр. 65А - андезит: 7 - плагиоклаз, 8 - гиперстен, 9 - гастингсит; 10 - 11 - обр. 85-3 - гранитизированный анортозит: 10 - плагиоклаз, 11 - гранат; 12 - обр. 68-4 - вмещающий анортозиты гранулит: гранат; 13 - обр. А-2 пироксен-гранатовое включение в анортозите; гранат; 14 - обр. 212-9 - диафторированный анортозит: олигоклаз;

массива (в вес. %)

5	6	7	8	9
50,8	51,1	54,8	52,1	44,9
0,25	0,10	Не обн.	0,03	0,23
2,40	1,29	27,0	1,46	11,8
12,2	26,7	0,10	27,3	15,7
0,36	0,57	Не обн.	0,63	0,15
12,9	20,2	Не обн.	19,8	12,0
19,8	1,55	10,1	0,57	12,0
0,63	0,08	5,42	0,11	1,00
Не обн.	Не обн.	0,33	Не обн.	1,27
99,44	101,59	97,78	102,00	99,00
Формульные количества × 1000				
1880	1928	2521	1970	6197
6	3	-	1	23
104	57	1470	32	1919
381	839	4	863	1812
11	18	-	20	17
712	1131	-	1116	2468
785	62	498	23	1755
45	5	483	8	133
-	-	19	-	169
37,9	55,6	49,8	55,7	
20,3	41,2	48,3	43,1	
41,8	3,2	1,9	1,2	
34,8	42,5		43,6	42,3

15 - 16 - обр. 201-6 - андезит с реликтами лабрадора: 15 лабрадор, 16 - андезит. Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе MS-46, "Самса" аналитики С.Е. Борисовский, Е.Е. Абрамова.

Сокращения, принятые в таблице:

*An* - анортит, *Ab* - альбит, *Or* - ортоклаз, *En* - энстаит, *Fs* - ферросилит, *Wo* - волластонит, *Sp* - спессартин, *Alm* - альмандин, *Gr* - гроссуляр, *Pr* - пироп.

Таблица 2 (окончание)

Окислы	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	61,4	39,3	38,2
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	0,18	Не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,1	21,3	21,6
FeO	Не обн.	31,8	30,6
MnO	Не обн.	1,48	1,56
MgO	Не обн.	2,20	1,84
CaO	5,69	5,51	6,97
Na <sub>2</sub> O	8,45	Не обн.	Не обн.
K <sub>2</sub> O	0,21	Не обн.	Не обн.
Сумма	100,85	101,77	100,77
	Формульные количества × 1000		
Si	2705	3071	3021
Ti	-	10	-
Al	1303	1962	2014
Fe	-	2078	2024
Mn	-	98	104
Mg	-	256	216
Ca	269	461	590
Na	272	-	-
K	12	-	-
<i>An, En</i>	26,8	3,5	3,5
<i>Ab, Fs</i>	72,0	15,9	20,2
<i>Or, Wo</i>	1,2	71,8	68,9
$f = \frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$		8,8	7,4
		89,0	90,3

гают нескольких десятков метров. Текстуры лейкократовых пород массивные, меланократовых разностей — полосчатые, ритмично-полосчатые, с уменьшением вверх по слою количества темноцветных минералов. В осевых частях массивов преобладают лабрадориты (табл. 1, ан.1)<sup>1</sup>, главным породобразующим минералом которых является плагиоклаз *An*<sub>53-60</sub>, реже *An*<sub>70</sub> (табл. 2, ан. 1, 4). Лабрадор содержит большое количество газовых включений и мелких вростков пироксена и рудного минерала, отдельные кристаллы имеют

<sup>1</sup> В табл. 1 и 2 в скобках указан номер химического анализа породы или минерала, положение проанализированных образцов в разрезе показано на рис. 2.

13	14	15	16	
38,7	64,5	55,4	53,7	
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	
21,6	21,8	28,7	30,8	
34,5	0,08	0,06	0,03	
0,54	0,01	Не обн.	Не обн.	
2,77	Не обн.	0,05	0,03	
3,46	2,27	10,8	10,1	
Не обн.	10,5	5,05	5,54	
Не обн.	0,05	0,20	0,29	
101,57	99,66	100,24	100,58	
	Формульные	количества ×	1000	
3040	2931	2491	2404	
-	-	-	-	
2000	1169	1626	1519	
2266	3	2	1	
36	-	-	-	
324	-	4	2	
291	134	520	486	
-	921	440	480	
-	3	12	17	
1,3	12,7	54,7	49,6	Sp
10,0	87,1	44,1	48,7	Cr
77,6	0,2	1,2	1,7	Alm
11,1				Pr
87,5				

зональное строение: центральная часть имеет состав  $An_{60}$ , краевая —  $An_{50}$  (определения на универсальном федоровском столике). Зональность подчеркивается также клиновидной формой двойников, сужающихся к центру кристалла. При движении от центральных к краевым частям массивов как в северном, так и в южном направлениях лабрадор в анортозитах сменяется андезином  $An_{45-49}$  (см. табл. 1, ан. 7). Эти замещения происходят постепенно: сначала андезин развивается в межзерновых пространствах и по микротрещинам в лабрадоритах, затем почти полностью замещает лабрадор, так, что последний сохраняется только в виде реликтов и в конечном счете образуются андезиниты (см. табл. 1, ан. 2-3). При изменении состава анортозитов происходит их перекристаллизация. Крупнозернистые,

реже гигантозернистые структуры лабрадоритов (размер кристаллов 0,5–20 см, средний размер 1–1,5 см) сменяются среднезернистыми структурами андезитов (размер кристаллов 0,5–1 см). Изменение состава плагиоклаза при замещении лабрадора андезитом иллюстрируют анализы 4, 7, 15, 16 в табл. 2, этот процесс сопровождается привнесом щелочей и в первую очередь натрия, кремнезема и выносом алюминия и кальция.

Темноцветные минералы анортозитов представлены гиперстеном, авгитом, составы которых приведены в табл. 2

Для большинства пород центральной фации типичен гиперстен. Авгит в небольших количествах встречается как самостоятельная фаза и, кроме того, присутствует в виде тонких субпараллельных пластинчатых вростков в гиперстене, реже наблюдаются вростки ромбического пироксена в моноклинном. Подобные образования характерны для пироксенов из различных анортозитовых комплексов как расслоенных типа Бушевельдского и Скергаардского [21], так и автономных докембрийских массивов типа Адирондакского [24] и обычно интерпретируются как структуры распада твердого раствора [25]. В случае Каларского массива присутствие пироксенов со структурами распада может служить одним из доказательств их магматического происхождения. С помощью электронного микроанализатора был определен состав двух сосуществующих пироксенов из лабрадорита (обр. 203–1, см. табл. 2), которые представлены ромбическим  $En_{55,6}Fs_{41,2}Wo_{3,2}$  и моноклинными  $En_{37,9}Fs_{20,3}Wo_{41,8}$  пироксенами. Субсолидусная температура равновесия, определенная для этого случая по диаграмме Росса и Хьюбнера [27], оказывается равной 900°C. Оба пироксена, присутствующие в анортозитах, частично или полностью замещаются гастингситом, который развивается вокруг одного или сразу нескольких кристаллов пироксена, образуя в этом случае келифитоподобную структуру. Изменение состава минералов при этом процессе иллюстрируют анализы 2, 3, 8, 9 в табл. 2. При замещении пироксенов амфиболом происходит вынос железа, которое выделяется в виде магнетита. Железистость гастингсита варьирует от 56 до 42%<sup>1</sup> при этом гастингситы, развивающиеся по авгиту<sup>1</sup> имеют железистость около 50%, по гиперстену – около 40%.

Краевая фация для Каларского массива выделяется впервые. Основанием для ее выделения послужил установленный нами факт значительного увеличения количества меланократовых пород в краевых частях массивов в полосе шириной 1–2,5 км там, где их внутренние структуры не срезаны тектоническими разломами и не уничтожены более поздними наложенными процессами. Наиболее полно образования краевой фации представлены на севере Куронахского и Имангакитского массивов, на юге эти породы сохранялись лишь в верховьях р. Таас–Юрэх. Переход между центральной и краевой

<sup>1</sup> За исключением минералов, химический состав которых приведен в табл. 2, определения железистости минералов выполнены по показателям преломления.

фациями постепенный, поэтому показанные на схеме границы фаций в какой-то мере условны.

В краевой фации массива наблюдается чередование анортозитов и габбро-анортозитов, ширина выходов которых составляет 10 - 100 м, с норитами, габбро и рудными габбро, ширина выходов которых несколько меньше. Так же как и в центральной части фации, среди меланократовых разновидностей часто встречаются полосчатые текстуры. Границы слоев, образованных скоплениями темноцветных минералов, в одних случаях четкие, в других - постепенные. Анортозиты краевой фации представлены андезинитами ( $An_{40-47}$ ) с редкими реликтами лабрадора ( $An_{50-60}$ ), которые встречаются ближе к границе с центральной фацией. Таким образом, вкrest простирания массивов от их центральных частей к краевым происходит последовательное снижение основности плагиоклаза. Состав темноцветных минералов такой же как и в породах центральной фации; здесь наиболее интенсивно проявляется замещение гиперстена ( $f = 30-40$ ) гастингситом ( $f = 40-42$ ) с выделением небольшого количества кварца, магнетита и ильменита. В гиперстенах пород краевой фации также встречаются структуры распада, однако в отличие от гиперстенов анортозитов центральной фации для них характерны сравнительно крупные выделения авгита в гиперстене. В краевой фации широко распространением пользуются рудные габбро; темноцветный минерал в которых представлен бурой роговой обманкой, а рудные минералы (апатит, ильменит и титаномагнетит) с характерной структурой распада твердого раствора составляют 10-30%.

В южной части массива (верховья р. Таас-Юрэх) среди пород краевой фации находится небольшое тело перидотитов, сложенное серпентинизированными дунитами и гарцбурггитами следующего состава: оливин ( $Fo_{20-22}$ ), гиперстен, магнетит, плагиоклаз, ильменит (см. табл. 1, ан.8). О характере взаимоотношений перидотитов с породами краевой фации дает представление приводимый ниже фрагмент разреза массива:

Широкая полоса (2-2,5 км) чередующихся анортозитов и габбро-анортозитов с редкими прослоями габбро (центральная фация) в юго-восточном направлении сменяется следующей последовательностью пород (краевая фация):

габбро-анортозиты с прослоями анортозитов . . . . .	150 м
габбро-анортозиты с прослоями габбро . . . . .	150 м
габбро с прослоями габбро-анортозитов и анортозитов . . . . .	100 м
серпентинизированные перидотиты . . . . .	5 м
габбро, габбро-анортозиты . . . . .	100 м
габбро-анортозиты с прослоями габбро и рудного габбро . . . . .	40 м
серпентинизированные перидотиты . . . . .	500 м
интенсивно милонитизированные габбро-анортозиты и габбро . . . . .	400 м

Южный контакт перидотитов с габбро-анортозитами тектонический, осложненный зоной амфиболитов тремолитового состава мощ-

ностью 3 м. На площади распространения ультраосновных пород часто встречаются развалы рудного габбро. Подобные взаимоотношения могут свидетельствовать либо о близко-одновременном образовании габброидных и ультраосновных пород, либо о более молодом возрасте последних, но отнюдь не дают основания считать эти последние самыми древними породами района, как предполагалось ранее [4].

Химические анализы пород краевой фации, приведенные в табл. 1, иллюстрируют закономерное изменение состава от лейкократовых к меланократовым разностям. Анортозиты краевой фации отличаются от аналогичных пород центральной фации повышенным содержанием кремнезема и щелочей и пониженным содержанием глинозема и в целом по химическому составу занимают промежуточное положение между лабрадоритами и андезитами.

Зоны гранитизации образованы чарнокитоидами, по классификации В.М. Шемякина и К.А. Шуркина [20], и имеют ширину от 0,5 км до нескольких километров. Гранитизация анортозитов Каларского массива впервые описана С.П. Кориковским и Г.Н. Баженовой [11] в бассейне р. Имангакит. Проведенные исследования показали, что эти явления распространены чрезвычайно широко: чарнокитоиды обрамляют блоки анортозитов практически везде, где контакты массивов с вмещающими породами не тектонические, в том числе и на севере Куронаахского массива, характер контакта которого ранее не был установлен.

Переход от анортозитов к чарнокитоидам постепенный и происходит в полосе шириной около 100 м. При этом наблюдаются следующие изменения пород: в анортозитах уменьшается основность плагиоклаза до  $An_{40}-An_{30}$ , в нем появляются антипертитовые вроски и новообразования кварца, структура породы становится мелкозернистой; при движении от анортозитов к чарнокитоидам антипертитовый плагиоклаз сменяется ортоклазом, гиперстен почти полностью замещается гастингситом. Возникает типичный парагенезис чарнокитоидов: андезин+ортоклаз+кварц+гастингсит. Содержание темноцветных минералов в чарнокитоидах меняется в широких пределах, поскольку они образуются как по анортозитам, так и по габбро-анортозитам, гастингсит в последнем случае представлен наиболее железистыми разновидностями.

Магнетит, ильменит, сфен и циркон присутствуют в качестве акцессорных минералов. В анортозитах вблизи зоны гранитизации часто присутствует гранат альмандинового типа, сходный по составу с гранатом из вмещающих пород - прослоев пироксен-гранатовых сланцев в биотитовых гнейсах (см. табл. 2, ан.11, 12). На севере Куронаахского массива в зоне гранитизации в анортозитах обнаружены небольшие (0,5-1 см) пироксен-гранатовые включения, аналогичные по составу вмещающим породам. Гранат из этих включений сходен с гранатами из вмещающих пород и анортозитов (см. табл. 2, ан.13). На диаграмме  $FeO + Mn - MgO - CaO$  для гранатов пород различных фаций метаморфизма [14] гранаты пород Каларского

массива попадают в поле гранатов гранулитовой фации метаморфизма, хотя обладают незначительным содержанием пиропового компонента.

В различных частях массива переход от чарнокитоидов к вмещающим породам происходит по-разному. Так, в Имангакитском массиве в северном направлении чарнокитоиды сменяются мигматитами с прослоями амфиболовых гнейсов и амфиболитов, которые в свою очередь постепенно переходят в биотитовые и гастингситовые гранито-гнейсы и сиенито-гнейсы. Мигматиты состоят из олигоклаза, микропертитового микроклина, ортоклаза, гастингсита и биотита и характеризуются повышенными содержаниями темноцветных минералов, набор которых такой же как и в чарнокитоидах. Эти породы развиты главным образом в зоне гранитизации анортозитов, однако в небольших количествах встречаются и в центральной фации массива. На севере Куронаахского массива чарнокитоиды граничат с биотитовыми гнейсами в которых имеются прослои и линзы эндербитов, гранито-гнейсов и пироксен-гранатовых кристаллосланцев. Различный характер перехода анортозиты - чарнокитоиды - гранито-гнейсы, наблюдаемый в различных частях массивов, по-видимому, связан с различной глубиной эрозионного среза отдельных тектонических блоков.

Химические анализы гранитизированных пород (см. табл. 1, ан. 9-15) показывают, что при замещении анортозитов чарнокитоидами происходит последовательное увеличение содержания кремнезема и калия, в то время как содержания натрия, глинозема и кальция закономерно уменьшаются. При гранитизации меланократовых пород происходит вынос железа, магния, титана. Описанные изменения химического и минерального состава при образовании чарнокитоидов позволяют нам вслед за С.П. Кориковским [11-12], считать их производными кремне-калиевого метасоматоза.

Гранитизация анортозитов происходит и на востоке Имангакитского массива, но здесь этот процесс связан с воздействием сиенитов на породы анортозитового комплекса. В обнажениях на правом берегу р. Таас-Юрэх отчетливо видно, что сиениты прорывают анортозиты. Парагенезис измененных анортозитов сходен с чарнокитоидным: пертитовый калиевый полевошпат, пироксен, амфибол, гранат. У контакта с сиенитами в анортозитах имеются линзовидные тела апатитсодержащих кварц-амфиболовых метасоматитов с ильменитом и магнетитом, которые связаны постепенными переходами с анортозитами. Изменения химического состава анортозитов при этом иллюстрируют анализы 16-18 в табл. 1. Конечным продуктом изменения анортозитов в этом случае являются апатит-ильменит-кварц-амфиболовые породы с большим содержанием рудных компонентов.

Зоны диафоритов образованы вторично-измененными анортозитами и вмещающими породами и пространственно совпадают с зонами крупных тектонических разломов. Ширина зон различна: от нескольких сотен метров до нескольких километров. Наиболее

широкие зоны диафторированных пород (3–6 км), образовавшихся по анортозитам, развиты в южных частях Имангакитского и Куронаахского массивов и совпадают с зонами крупных разрывов, являющихся ветвями Станового разлома (см. рис. 1). Менее мощные зоны диафторитов, имеющие различные простирания, распространены в центральных частях массивов и пространственно связаны с тектоническими нарушениями. Присутствие сильно измененных пород в зонах крупных разломов отмечалось и ранее [4], однако, как показали проведенные исследования, явления диафтореза распространены значительно шире и с ними связано образование олигоклазитов – пород, составляющих существенную часть анортозитового комплекса.

Раскисление плагиоклаза с образованием олигоклазитов происходит в различных породах: лабрадоритах, андезинитах, в габбро и габбро–анортозитах с лабрадором и андезином. При этом белый олигоклаз развивается как по серому лабрадору, так и по розовому андезину, что указывает на независимость образования андезитов и олигоклазитов.

В результате диафтореза породы анортозитового комплекса метаморфизованы в актинолит–биотитовой и эпидот–хлоритовой фациях. Для новообразованных кислых плагиоклазов характерна интенсивная сосюритизация, вследствие чего плагиоклаз становится белым и непрозрачным. Диафторированные анортозиты часто сильно рассланцованы и обладают вторичнослоистыми текстурами. Гидротермальная деятельность в зонах разломов приводит к сильному окварцеванию анортозитов. Изучение таких сильно измененных разностей позволило установить, что описанные ранее "скиалиты" анортозитизированных вмещающих пород [4] в анортозитах во многих случаях являются измененными породами массива. Так, в обнажениях на левом берегу р. Таас–Юрэх (см. рис. 2) в местах, где на опубликованных картах показаны подобные образования, при пересечении массива были обнаружены крутопадающие линейные зоны широтного простирания, в которых анортозиты переработаны в кварц–серицитовые породы (см. табл. 1, ан. 23). По химическому составу диафторированные анортозиты существенно не отличаются от неизмененных разностей, за исключением несколько повышенного содержания щелочей (см. табл. 1, ан. 21, 22).

Абсолютный возраст анортозитов Каларского массива не выяснен окончательно. Проведенные ранее исследования [18] указывают на то, что возраст составляет не менее 1900 млн. лет, однако возможно, что анортозиты еще более древние породы, если они подвергнутся чарнокитизации, которая связана с архейским метаморфизмом, возраст которого оценивается в 3000 млн. лет [17]. В лаборатории ИГЕМ АН СССР была произведена попытка определения абсолютного возраста пород Каларского массива К–Аг методом по плагиоклазу. Получены следующие цифры: лабрадорит центральной части массива  $1440 \pm 50$  млн. лет; андезинит вблизи зоны гранити-

зации  $1110 \pm 1160$  млн. лет; олигоклазит из зоны диафоритов  $354 \pm 35$  млн. лет; диабазовые дайки, широко распространенные в зонах разломов, прорывающие анортозиты  $338 \pm 24$  млн. лет. Данные значения возраста пород массива являются "омоложенными", однако отражают относительную последовательность образования пород: наиболее древними породами являются лабрадориты, которые были затронуты процессами гранитизаций, в результате чего образовались андезиты; в дальнейшем эти породы претерпели регрессивный метаморфизм, приведший к образованию олигоклазитов. Заслуживает внимания тот факт, что абсолютный возраст олигоклазитов (анортозитов, диафоритованных в зонах разломов) совпадает с возрастом диабазовых даек, развитых в тех же зонах. Таким образом, эти проявления магматизма фиксируют время активизации разломов.

Анализ этих данных показывает, что К-Аг метод, по-видимому, может быть применим для выяснения относительной последовательности образования анортозитовых пород.

Металлогения Каларского анортозитового массива анализируется нами на основании новых данных о его геологическом строении, что позволило выявить закономерности локализации некоторых полезных ископаемых, среди которых наибольший интерес представляют магнетит-ильменитовые руды нескольких типов: рудные габбро, габбро-анортозиты; прожилковые и шлировые обособления ильменита и титаномагнетита; рудные амфиболовые и кварц-амфиболовые метасоматиты. Кроме того, в участках гранитизации при замещении пироксенов гастингситом образуется рассеянная вкрапленность ильменита, но этот тип минерализации не имеет практического значения.

Габбро и габбро-нориты с обильной вкрапленностью ильменита и в меньшей степени магнетита и титано-магнетита с суммарным содержанием рудных минералов 10-30% образуют линзовидные тела мощностью 30-40 м при протяженности до 2 км. Они локализуются среди пород краевой фации массива и сопровождаются магнитными аномалиями. Титаномагнетит этих пород характеризуется грубой пластинчатой структурой распада твердого раствора. В зонах гранитизации образуется ассоциация магнетита и ильменита, что является благоприятным фактором с точки зрения экономической оценки руд. Прожилковые и шлировые выделения ильменита и титаномагнетита установлены в Куронахском блоке. Эти крупнозернистые выделения с массивными текстурами сложены почти на 100% рудными минералами. Известные в настоящее время рудопроявления невелики, однако в Джугджурском анортозитовом массиве, имеющем много общих черт с Каларским, известны месторождения аналогичных руд со значительными запасами. Рудопроявления располагаются на границе меланократовой и лейкократовой фаций пород.

Рудные амфиболовые и кварц-амфиболовые метасоматиты, распространенные у контакта с сиенитами, так же фиксируются маг-

нитными аномалиями. Мощность линзовидных рудных тел колеблется от 1-2 до 10-20 м. Рудные минералы представлены гематитом, ильменитом и титаномагнетитом. Содержание  $TiO_2$ , определенное в нескольких штучных пробах, составляет 5%.

Апатит присутствует во всех трех типах ильменит-магнетитовых руд. Содержание  $P_2O_5$  колеблется от 1-2 до 12%. В последнее время в Джугджурском анортозитовом массиве выявлены крупные месторождения апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд [10]. Сходство в строении массивов, геологической позиции оруденения и высокие содержания  $P_2O_5$  в отдельных пробах позволяют ставить вопрос о поисках подобных месторождений на Каларском массиве. Наиболее перспективной в этом отношении является северная краевая зона массива в той ее части, которая совпадает с линейными магнитными аномалиями, распространенными от оз. Давачан до верховьев р. Илиин-Сала и правых притоков р. Куронаах.

Медно-никелевая минерализация установлена в серпентизированных дунитах. Ширина зон вкрапленных руд изменяется от нескольких метров до нескольких десятков метров. Рудные минералы представлены пирротинном с вростками пентландита и халькопиритом. Содержание никеля достигает 0,5%.

Редкометальная минерализация известна в гранитизированных анортозитах и вмещающих их гнейсах. Это разнообразные пегматиты с вкрапленностью ортита, циркона, монацита, чевкинита, фергусонита и ксенотима. В калиштитизированных анортозитах редкоземельная минерализация представлена прожилками и вкрапленностью чевкинита, ортита, циркона. Оба типа минерализации приурочены к контакту анортозитов с породами чарнокитоидного комплекса.

Анортозиты центральной части массива вне области воздействия процессов гранитизации и диафтореза представлены лабрадоритами и характеризуются высоким содержанием глинозема (до 28%). При наличии других благоприятных факторов они могут рассматриваться как сырье для получения глинозема. Запасы этих пород практически не ограничены. Некоторые свежие лабрадоритовые и андезитовые разности анортозитов иризируют в красивых фиолетовых, синих и голубых тонах и представляют собой прекрасный поделочный и облицовочный материал. Как облицовочные камни могут использоваться и не иризирующие, легко полирующиеся розовые андезиниты и светло-розовые сиениты.

Анализ данных, полученных при изучении Каларского массива, позволяет сделать следующие выводы:

1. Анортозиты, распространенные на юге Чарской глыбы, представляют собой фрагменты крупного массива. Это тектонические блоки с различным уровнем эрозионного среза, в различной степени подвергшиеся гранитизации и регрессивному метаморфизму.

2. Предложена новая схема строения массива, основанная, в отличие от схемы Г.Н. Баженовой [4] не на составе плагиоклаза

анортозитов, а на закономерностях чередования лейкократовых и меланократовых пород. Последнее представляется наиболее удобным для выяснения первичного строения анортозитового комплекса, поскольку андезиты и олигоклазиты являются гетерогенными образованиями, так как раскисление плагиоклаза связано с двумя одновременными процессами: гранитизацией и диафторезом, при этом наименее измененные разности пород с лабрадором наблюдаются в центральных, наиболее сохранивших свой первичный состав частях анортозитовых массивов.

Первичное зональное строение анортозитового массива выражается в существовании двух различных по составу фаций: центральной, сложенной собственно анортозитами, и краевой, обогащенной меланократовыми породами. Эта особенность строения Каларского массива сближает его со многими автономными докембрийскими анортозитовыми комплексами. Аналогичные краевые фации или зоны описаны для Джугджурского массива [13], Володаро-Волынского [16], Анабарского [15, 9] массивов, для габбро-лабрадоритов Кольского полуострова [19] Адирондакского [22] и других массивов. Кроме того, эти фации непосредственно наблюдались авторами при изучении анортозитов Джугджура, Анабарского массива и Кольского полуострова. Стратификация в указанных комплексах выражается хотя и не столь четко, как в дифференцированных базитовых интрузиях, однако является характерным элементом их строения.

3. Полученные данные показывают, что явления новообразования плагиоклаза по различным породам (анортозитизация) в пределах Каларского массива развиты не так широко, как это предполагалось ранее. Отмечается лишь образование андезина и олигоклаза в самих же анортозитах. Само существование зон анортозитизации кажется весьма проблематичным, учитывая глубокие преобразования как анортозитов, так и вмещающих пород процессами гранитизации и диафтореза.

4. Следующие факты указывают на магматическое происхождение Каларских анортозитов: наличие расслоенности (полосчатые, ритмично-полосчатые текстуры), офитовые, субофитовые структуры пород, зональные кристаллы лабрадора, структуры распада твердого раствора в пироксенах.

5. Чарнокитоиды, как это показано С.П. Кориковским [12] и подтверждено настоящими исследованиями, не связаны с анортозитами в единый генетический ряд, а являются более поздними образованиями — результатом гранитизации анортозитов и вмещающих пород, что согласуется с данными по детально изученному Адирондакскому комплексу [23, 26].

6. Выделение краевой фации в Каларском анортозитовом массиве чрезвычайно важно для оценки его рудоносности и позволяет установить закономерности локализации апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд, которые приурочены именно к границе центральной и краевой фаций.

7. По петролого-геохимическим особенностям анортозиты Каларского массива имеют много общего с другими докембрийскими анортозитовыми массивами СССР, объединенными О.А. Богатиковым [7, 8] в общую группу анортозитов ранних этапов развития Земли, образование которых происходило в специфических условиях первых этапов формирования земной коры, возможно, в результате плавления первичной габбро-анортозитовой коры лунного этапа развития Земли, что подтверждается общим средним составом Каларского массива, рассчитанным на основании новой схемы его строения и отвечающего габбро-анортозиту.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баженова Г.Н. К вопросу об образовании анортозитов Каларского массива. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, № 6.
2. Баженова Г.Н. Геологическое положение и строение Каларского анортозитового массива. — Геол. и геофиз., 1964, № 11.
3. Баженова Г.Н. Состав газовой-жидких включений в анортозитах и ассоциирующих с ними чарнокитах Каларского массива, как показатель условий метаморфизма. — Докл. АН СССР, 1972, вып. 205, № 1.
4. Баженова Г.Н. Анортозиты Каларского массива. — В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974.
5. Бобын Е.С. Геологические исследования в Олекмо-Каларском районе. — Тр. ВГО, 1933, вып. 271.
6. Богатилов О.А., Биркис А.П. Главные типы анортозитовых ассоциаций СССР и их минералого-петрохимические особенности. — В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974.
7. Богатилов О.А. Главные типы анортозитовых ассоциаций СССР. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976.
8. Богатилов О.А. Докембрийские анортозитовые ассоциации СССР. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. М.: Наука, 1976.
9. Вишневский А.Н., Рабкин М.И., Лопатин Б.Г. Габбро-анортозитовая формация Анабарского щита. — В кн.: Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л., 1974.
10. Гаврилов В.В. Апатитовые руды Джугджурского плутона. — Геол. рудн. месторожд., 1975, № 2.
11. Кориковский С.П., Баженова Г.Н. Взаимоотношения чарнокитов с анортозитами Каларского массива (Олекмо-Витимское нагорье). — Докл. АН СССР, 1965, вып. 165, № 5.
12. Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967.
13. Левников А.М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М.: Наука, 1968.
14. Лутц Б.Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М.: Наука, 1967.
15. Лутц Б.Г. Анортозиты Анабарского щита. — В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974.
16. Мешкин В.Н., Дагедайская И.Н. Габбро-анортозитовый комплекс Украинского кристаллического массива. — В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974.

17. Рудник В.А., Соботович Э.В. О последовательности геологических событий в докембрии Восточной Сибири. – Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 3.
18. Ступникова Н.И., Зыков С.И., Тугаринов А.И. К геохронологии юга Сибирской платформы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 1.
19. Шарков Е.В. Массивы метагаббро-лабрадоритов-мангеритов Колвицких, Кандалакшских и Сальных тундр (Кольский полуостров) как интрузии шовного типа зоны глубинного разлома. – В кн.: Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974.
20. Шемякин В.М., Шуркин К.А. Чарнокитовые комплексы восточной части Балтийского щита. – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л: Наука, 1971.
21. Уэйджер Л., Браун Р. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970.
22. Buddington A.F. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. – Geol. Amer. Mem., 1939, 7.
23. Buddington A.F. Isogrades and the role H<sub>2</sub>O in the metamorphic facies of orthogneisses of NW Adirondack area. – N.Y. Bull. Amer. Geol. Soc., 1963, 74, N 9.
24. Bohlen S.R., Essen E.J. Igneous pyroxenes from metamorphosed Anorthosite massifs. – Contrib. Mineral. and Petrol., 1978, v. 65, N 4.
25. Hess H. Optical properties and chemical composition of magmatic orthopyroxenes. – Amer. Mineral., 1940, 25, N 5.
26. Levin S.B. Genesis of some Adirondack garnet deposits. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, 61, N 6.
27. Ross M., Huebner J.S. A pyroxene geothermometer based on composition-temperature relationship of naturally occurring orthopyroxene, pigeonite and augite. – Internal. Conf. Geotherm. Geobarom. Exented Abstracts. Peun. St. Univ., 1975.

И.В. ГОРДИЕНКО

## ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

В палеозойской истории геологического развития Саяно-Байкальской горной области и сопредельных территорий Забайкалья и Северной Монголии огромную роль играли магматические процессы. Работами последних лет установлено, что именно палеозойский магматизм в основном определяет геологический и металлогенический облик региона. Здесь сосредоточены огромные массы авто- и аллохтонных гранитоидных пород, распространены внутриконтинентальные вулканические пояса и офиолитовые комплексы, а также своеобразные гранитоидные вулканоплутонические и щелочные интрузивные формации с крупными массивами щелочных пород натриевого и калиевого ряда.

В результате проведенных нами<sup>1</sup> многолетних исследований осуществлено расчленение палеозойских магматических комплексов и дана классификация формаций; рассмотрены особенности их вещественного состава, масштабы проявления и геолого-структурное положение; прослежена эволюция палеозойского магматизма в пространстве и во времени. Это стало возможным благодаря составлению среднemasштабной карты палеозойских магматических формаций Саяно-Байкальской горной области, в основу которой положены новейшие материалы по геологии и тектонике данного региона с учетом обобщающих работ В.П. Арсентьева, В.Г. Беличенко, А.Н. Булгатова, В.А. Дворкина-Самарского, Д. Жалсабона, Ю.В. Комарова, Л.А. Козубовой, П.И. Налетова, Л.И. Салопа, В.В. Скрипкиной, П.М. Хренова, Р.М. Яшиной и других исследователей. В пределах изученного региона на палеозойский магматизм проявился в эпоху формирования раннекаледонской (нижнепалеозойской) геосинклинальной области и во время развития автономных областей тектоно-магматической активизации в среднем и верхнем палеозое. Раннекаледонская геосинклинальная область заложилась в венде на раздробленном архейско-протерозойском основании и завершила свое формирование в ордовике - силуре. В ее развитии четко выделяются три стадии: собственно геосинклинальная, инверсионная и завершающая собственно орогенная. На каждой из этих стадий, как видно в табл. 1, происходило образование характерных магматических формаций, приуроченных к различным структурно-формационным зонам и подзонам ранних каледонид. В средне- и верхнепалеозойской истории геологи-

<sup>1</sup> В тематических работах, наряду с автором, который являлся ответственным исполнителем темы, принимали участие Г.В. Андреев, В.С. Грачев, А.Н. Кузнецов, Б.А. Литвиновский, Ф.Г. Рейф, Д.И. Царев и А.О. Шаракшинов.

ческого развития впервые выделяются две самостоятельные эпохи тектоно-магматической активизации: 1) среднепалеозойская, охватывающая весь девон и нижний карбон; 2) верхнепалеозойская, начавшаяся в среднем карбоне и продолжавшаяся в течение всей перми. В каждую из этих эпох, как показано в табл. 2, образовались самостоятельные области тектоно-магматической активизации с характерными для них вулканическими и плутоническими формациями, развитыми в определенных структурно-формационных зонах.

Все эти материалы дают возможность проследить пространственно-временную эволюцию палеозойского магматизма в главных структурно-формационных зонах, провести сравнительный анализ магматических формаций изученного региона и сопредельных территорий, выявить общие тенденции и закономерности в развитии палеозойского магматизма южного складчатого обрамления Сибирской платформы.

Так, в наиболее раннюю, собственно геосинклиналичную стадию, в связи с заложением Хамсара-Джидино-Витимской геосинклиналичной зоны ранних каледонид произошло формирование вендско-нижнекембрийских дацит-андезитовой, базальтовой и андезит-дацитовой формаций. Базальтовая формация характерна для наиболее погруженных приразломных частей раннекаледонских геосинклиналичных прогибов, которые обнаруживаются только в Джидинской подзоне (хохуртовская свита). По периферии этих прогибов, а также в пределах краевой геоантиклинальной зоны ранних каледонид в разрезе вендско-нижнекембрийских отложений распространены вулканы дацит-андезитовой и андезит-дацитовой формаций. Такие породы проявляются в составе хамсаринской, сархойской и олдындинской свит в Хамсаринской, Боксон-Сархойской и Удино-Витимской подзонах. Характерная особенность последней подзоны - почти полное отсутствие базальтоидных вулкаников при явном преобладании эффузивов кислого состава с натриевым уклоном химизма.

Вулканическая деятельность во всей раннекаледонской геосинклиналичной зоне, а также за ее пределами сопровождалась внедрением субвулканических интрузий габбро-диабазовой формации. В Хамсаринской, Боксон-Сархойской подзонах Восточного Саяна подобные породы входят в состав боксонского, в Джидинской подзоне - барун-бильчирского, а в Удино-Витимской подзоне - озернинского субвулканических комплексов. Все они тяготеют к нижнекембрийским вулканическим полям, образуя близповерхностные дайко- и силлообразные тела, сложенные габбро-диабазами, диабазами, габбро-диоритами, диоритовыми порфиритами, дацитовыми и андезитовыми порфиритами. Для пород габбро-диабазовой формации так же, как и для вулканических аналогов, характерны интенсивные зеленокаменные изменения.

По петрохимическим параметрам вендско-нижнекембрийские геосинклиналичные вулканические формации Саяно-Байкальской горной области образуют единую естественную ассоциацию пород, близкую к известково-щелочной вариационной линии Лассен-Пик [9]. При

Таблица 1

Магматические формации (комплексы, свиты) раннекаледонской геосин

Структурный элемент	Стадия развития	Структурно-формационная зона	
		Саяно-Байкальская краевая геосинклинальная зона	
		Саянская подзона	Хамар-Дабанская подзона
Геосинклинальная область	Собственно орогенная стадия развития ранних каледонид	Малых гранитоидных интрузий, (холбинский, етомойский)	
	Инверсионная стадия развития ранних каледонид	Тоналит-гранодиорит-гранитная формация, Pz <sub>1</sub> (формация гранитоидных батолитов)	
		Тоналит-гранодиоритовый (таннуольский, сумсунурский)	Тоналит-гранодиоритовый (джидинский)
		Габброидная формация, Pz <sub>1</sub>	
	Габбро-норит-диоритовый (хойтоокинский)	Габбро-норитовый (зунгольский)	
	Габбро-пироксенитовый (айнакский)	Габбро-анортозитовый (моностойский)	
Раннекаледонская	Собственно геосинклинальная стадия развития ранних каледонид	Гипербазитовая формация, V-Є <sub>1</sub>	
		Отсутствует	Отсутствует
		Вулканические формации, V-Є <sub>1</sub>	
		Отсутствует	Отсутствует
	То же	То же	

клинальной области

Структурно-формационная зона			
Хамсара-Джидино-Витимская внутренняя геосинклинальная зона			
Байкальская подзона	Хамсаринская и Боксон-Сархойская подзоны	Джидинская подзона	Удино-Витимская подзона
	Малых гранитоидных интрузий, C <sub>3</sub> -O (холбинский, етомойский)		
Тоналит-гранодиорит-гранитная формация, Pz <sub>1</sub> (формация гранитоидных батолитов)			
Гранитовый (баргузинский)	Тоналит-гранодиоритовый (таннуольский, сумсунурский)	Тоналит-гранодиоритовый (джидинский)	Гранитовый (баргузинский)
Габброидная формация, Pz <sub>1</sub>			
Габброидный (бирамынский)	Габбро-норит-диоритовый (хойтоокинский)	Габбро-норитовый (зунгольский)	Габбро-норитовый (атарханский)
	Габбро-пироксенитовый (айнакский, часть боксонского)	Габбро-анортозитовый (моностойский)	
Гипербазитовая формация, V-Є <sub>1</sub>			
Отсутствует	Гипербазитовая (ильчирский, актоврацкий)	Гипербазитовая (цакирский)	Гипербазитовая (абагинский)
Вулканические формации, V-Є <sub>1</sub>			
Отсутствует	Габбро-диабазовая (боксонский)	Габбро-диабазовая (барунбильчирский)	Диабазовая (озернинский)
То же	Дацит-андезитовая (сархойская, хамсаринская)	Базальтовая (хохюртовская)	Андезит-дацитовая (олдындинская)

Таблица 2

Магматические формации (комплексы, свиты) областей средне- и верхнепалеозойской тектоно-магматической активизации

Структурные элементы	Структурно-формационные зоны		
	Окинская и Верхне-Джидинская зоны	Селенгино-Витимская, Сыннырская, Верхне-Витимская зоны	Малханская и Джида-Хилокская зоны
Область верхнепалеозойской тектоно-магматической активизации	<u>Плутонические формации</u>		
		Сиенит-граносиенитовая, P <sub>2</sub> -T (куналейский) Габбро-диорит-гранитная, P <sub>2</sub> (бичурский, часть джидинского)	Сиенит-граносиенитовая, P <sub>2</sub> -T (куналейский) Габбро-диорит-гранитная, P <sub>2</sub> (бичурский, хангильский)
Область среднепалеозойской тектоно-магматической активизации	<u>Вулканические формации</u>		
		Трахилипаритовая, P <sub>2</sub> (часть тамирской) Трахиандезит-базальтовая, P <sub>1-2</sub> (мунустайская, часть боргойской) Трахиандезит-липаритовая, C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub> (гунзанская, часть боргойской)	Трахилипаритовая, P <sub>2</sub> (алентуйская, часть тамирской) Трахиандезит-базальтовая, P <sub>1-2</sub> (мунустайская, унгуркуйская, жиндоконская) Трахиандезит-липаритовая, C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub> (гунзанская, ортинкская, гутайская)
	<u>Плутонические формации</u>		
		Щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, PZ <sub>2</sub> (сыннырский)	
	<u>Сиенит-граносиенит-гранитная, PZ<sub>2</sub></u>		
	Гранит-граносиенитовый, D <sub>1-2</sub> (сархойский, огнитский, дабанский)	Граносиенит-гранитный, PZ <sub>2</sub> (дабанский, зазинский)	Граносиенит-гранитный, PZ <sub>2</sub> (даурский)

Таблица 2 (окончание)

Структурные элементы	Структурно-формационные зоны			
	Окинская и Верхне-Джидинская зоны	Селенгино-Витимская, Сын-нырская, Верхне-Витимская зоны	Малаханская и Джида-Хилокская зоны	
Область среднепалеозойской тектоно-магматической активизации	Габброидных и щелочных пород, $D_{1-2}$ (ботогольский)	Габброидных и щелочных пород, $PZ_2$ (сайженский)		
	<u>Вулканические формации</u>			
	Трахиллипаритовая, $S_2 - D_1$ (илейская)	Дацит-трахиллипаритовая, $PZ_2$ (часть истаинской)		

этом большинство пород группируются вокруг среднего типа кварцевого базальта<sup>2</sup> и располагаются на плоскости  $aSb$  левее меланократового конца вариационной петрохимической линии вулкана Этны. Самые низкое положение ( $b > 25$ ) занимают базальты хохюртовской свиты Джидинского прогиба. Более кислые вулканы сархойской и олдындинской свит близки по составу к средним типам липаритов и дацитов. Субвулканические образования боксонского и озернинского комплексов сходны по химическому составу с соответствующими им эффузивными аналогами. На петрохимической диаграмме они группируются вблизи среднего типа диабазов. Отличительной особенностью субвулканических пород озернинского комплекса является его повышенная щелочность, близкая по составу к трахидолеритам.

Несколько позже, а местами одновременно с массовым излиянием вендско-нижнекембрийских лав и внедрением субвулканических габбро-диабазовых интрузий происходило становление гипербазитовой формации, для которой совершенно определено устанавливается связь с долгоживущими глубинными разломами, раграничивающими различные структурные зоны. В геосинклинальных прогибах Хамсаринской, Боксон-Сархойской и Джидинской подзон ультрабазиты обычно тесно ассоциируют с габброидами, зеленокаменными основными эффузивами, карбонатными отложениями и представлены главным образом серпентинитами и лиственитами. За пределами же прогибов в составе формации возрастает значение неизмененных ультраосновных пород: перидотитов, дунитов, гарцбургитов. Устанавливается

<sup>2</sup> Средние типы магматических горных пород взяты по Р.Дэли [9].

разновозрастность гипербазитов в зависимости от времени заложения раннекаледонских прогибов. Так, в юго-восточной части Восточного Саяна становление гипербазитов ильчирского комплекса происходило в венде, а гипербазиты актовракского комплекса — в венде-нижнем кембрии. Такие же данные имеются для цакирского комплекса бассейна р. Джиды, где гипербазиты, приуроченные к центральной части Джидинского геосинклинального прогиба, — нижнекембрийские, а за его пределами, на Хамар-Дабанском поднятии, имеют, по-видимому, вендский возраст. Особое положение занимают гипербазиты комплекса в Удино-Витимской подзоне. Они расположены за пределами нижнекембрийских вулканических прогибов и тяготеют к Селенгино-Витимканской зоне повышенной магматической проницаемости [2]. При этом следует иметь в виду, что в ходе развития раннекаледонских геосинклинальных прогибов внедрение гипербазитов могло повторяться многократно в виде протрузий, которые выжимались по разломам как в более древние раздробленные докембрийские формации, так и в более молодые структурно-формационные комплексы пород. Большинство исследователей Саяно-Байкальской горной области считает, что гипербазиты имеют мантийное происхождение.

В некоторых гипербазитовых массивах юго-восточной части Восточного Саяна установлены дайко- и штокообразные тела габбро-или габбро-диабазов, т.е. наблюдается совмещенное развитие гипербазитов и базитов. Последние образуют помимо этого самостоятельные плутоны площадью до 50 км<sup>2</sup> (Денжугурский, Тархойский и др.), входящие в состав единой базит-гипербазитовой ассоциации. Ее проявление типично для начального (инициального) магматизма собственно геосинклинальной стадии развития ранних каледонид.

Однако в Саяно-Байкальской горной области известны другие более поздние предбатолитовые интрузии габброидов, становление которых происходило в иной тектонической обстановке: в условиях начавшейся в конце нижнего кембрия общей инверсии раннекаледонской геосинклинали и формирования внутренних поднятий. Приуроченные к ним габброидные массивы образуют самостоятельную серию раннеинверсионных габброидных формаций, к которым, несмотря на еще слабую изученность, можно отнести габбро-норит-диоритовую, габбро-норитовую, габбро-пироксенитовую и габбро-анортозитовую ассоциации пород. Породами габбрового, габбро-диоритового состава сложен целый ряд в различной степени дифференцированных, иногда довольно крупных плутонов, расположенных как в краевой геосинклинальной, так и во внутренней геосинклинальной зонах (хойтоокинский, зун-гольский, моностойский, атарханский, бирамьинский комплексы). Характерно, что в пределах прогибов раннеинверсионный габброидный магматизм проявлялся главным образом на внутри-геосинклинальных поднятиях (Заган-Малханское и др.). Весьма типичным для подобных габброидных ассоциаций пород является титаномагнетитовое и апатитовое оруденение. Породы габбро-пироксенитового ряда (айнакский и другие комплексы) менее распространены

в регионе. Они образуют несколько небольших массивов, вытянутых вдоль разломов. Для них характерно присутствие наряду с габбро ультраосновных пород, несущих сульфидно-никелевое оруденение. Рассмотренные габброидные ассоциации пород, по-видимому, не исчерпывают все многообразие предгранитных базитовых формаций Саяно-Байкальской горной области. Об этом свидетельствует более широкое и разнообразное их проявление, установленное при детальном исследовании каледонского базитового магматизма в Алтае-Саянской области [3, 8].

Следующий ряд образуют гранитоидные комплексы пород инверсионной стадии развития ранних каледонид, объединяемые в крупную тоналит-гранодиорит-гранитную формацию. Массовое становление раннепалеозойских гранитоидных комплексов связано с ростом обширных поднятий, возникших в области ранних каледонид во второй половине кембрия. Состав и форма проявления гранитоидных интрузий во многом зависели от типа разреза и состава вмещающих толщ, положения в структурно-формационных зонах, а также от режима плавления субстрата и физико-химических условий кристаллизаций крупных интрузивных масс (аллохтонных и автохтонных).

Например, в юго-восточной части Восточного Саяна в пределах Сархой-Сагансайрского приразломного прогиба с вулканогенно-терригенным типом разреза и широко развитыми здесь предгранитными габбровыми и гипербазитовыми телами образовались преимущественно диорит-тоналитовые и диорит-плагиогранитовые массивы (сумсуурский комплекс), а в Хамсаринском геосинклинальном прогибе, сложенном вулканогенно-карбонатными породами, сформировались тоналит-гранодиоритовые плутоны (тануольский комплекс). За пределами геосинклинальных прогибов, где широко развиты терригенно-карбонатные докембрийские толщи и докембрийские гранито-гнейсы, господствующее распространение имеет гранитная ассоциация пород с широким развитием плагиоклаз-микроклиновых гранитов и лейкократовых гранитов. Они обладают также повышенной основностью и слагают крайний ряд нижнепалеозойской тоналит-гранодиорит-гранитной формации.

Одной из особенностей в развитии нижнепалеозойского магматизма юго-восточной части Восточного Саяна является образование в собственной орогенную стадию послемолассовой, верхнекембрийско-ордовикской формации малых интрузий гранит-плагиогранит-порфирового состава (холбинский, етомойский комплексы), несущих золотое и полиметаллическое оруденение [4, 12]. В других частях раннекаледонской геосинклинальной области верхнекембрийско-ордовикские массивы сохранились во многих местах (исташинская, хурликская и другие свиты), однако формации малых гранитоидных интрузий пока не выделены.

Менее изученным в формационном отношении является раннепалеозойский гранитоидный магматизм Джидинской и Хамар-Дабанской подзон. Здесь в составе нашитуйского и джидинского интрузивных комплексов выделяются тоналит-диоритовая и тоналит-гранодиорито-

вая ассоциации пород. Последняя хорошо сопоставляется с таннуольским и тэлминским интрузивными комплексами Восточного Саяна и Северной Монголии, которые завершают инверсионную стадию геосинклинального развития ранних каледонид [7].

Полученные в последние годы дополнительные новые данные об объеме, составе и формационной принадлежности раннепалеозойских гранитоидов Восточного Прибайкалья, Западного Забайкалья и Витимского плоскогорья позволяют связывать с этим периодом магматической деятельности формирование гигантского Ангаро-Витимского батолита [14]. К юго-западу, в Джидинской горной стране и в Южном Прибайкалье, площади, занятые гранитоидами батолита, резко сокращаются, одновременно с этим устанавливается заметное возрастание доли основных гранитоидов повышенной основности и почти полное исчезновение автохтонных фаций.

Анализ химических составов показывает, что породы тоналит-гранодиорит-гранитной формации образуют единый рой разноориентированных векторов, расположенный на плоскости  $aSb$  диаграммы А.Н.Заварицкого значительно левее лейкократового конца вариационной линии Этны и хорошо совпадают с известково-щелочной линией Лассен-Пик. Большинство исследованных пород группируются вокруг щелочноземельного ряда диорит - кварцевый диорит - гранодиорит - гранит, что сближает их с аналогичными гранитоидными комплексами Тувы, Северной Монголии и Кузнецкого Алатау [6, 10, 11, 16-18]. Тоналит-гранодиорит-гранитная формация имеет важное значение в развитии региона. С ее становлением связано образование мощного гранитно-метаморфического слоя континентальной земной коры.

Суммируя все изложенное, можно сделать вывод о том, что раннекаледонский этап развития характеризовался закономерной сменой во времени (по вертикали) и в пространстве (по латерали) магматических комплексов и формаций. Так, в пределах приразломного наиболее глубоководного прогиба (Джидинский) наблюдается следующий вертикальный ряд формаций: базальтовая или андезит-базальтовая → габбро-диабазовая → гипербазитовая → габбро-норитовая → тоналит-гранодиоритовая. В пределах менее прогнутых внешних или промежуточных геосинклинальных прогибов (Хамсаринский, Боксон-Сархойский и Удино-Витимский) выявлена несколько иная последовательность формаций: дацит-андезитовая или андезит-дацитовая → габбро-диабазовая или диабазовая → гипербазитовая → пироксенит-габбровая → диорит-норит-габбровая → тоналит-гранодиоритовая или гранитовая → гранит-плагиогранит-порфиоровая. По латерали, за ее пределами геосинклинальных прогибов, на докембрийских выступах, краевых и внутренних геоантиклинальных поднятиях ранних каледонид развиты главным образом формации гранитоидных пород. Здесь же наиболее широко проявились процессы регионально-плутонического метаморфизма, гранитизации и образования гнейсово-купольных структур (Заганской и Малханской и др.). Важным является и тот факт, что в завершающую собственно орогенную стадию развития ранних каледонид

формировались верхнекембрийско-ордовикские красноцветные молассы, после которых внедрились малые трещинные гранитоидные интрузии. Таким образом, в результате длительного геосинклинального развития Саяно-Байкальского подвижного пояса, продолжавшегося в течение венда - нижнего палеозоя, произошло постепенное отмирание геосинклинального режима с затуханием магматизма и превращением его в конце кембрия в устойчивое эпираннекаледонское поднятие, существовавшее в течение ордовика и силура.

В среднем палеозое эта территория испытала мощную тектоно-магматическую активизацию, в результате чего произошло раздробление консолидированных структур байкалид и ранних каледонид, оживление древних и заложённых новых глубинных разломов. Эти процессы сопровождалась напряженным внегеосинклинальным магматизмом. Характерной чертой этого магматизма является общая повышенная щелочность как вулканических, так и плутонических формаций, латеральная изменчивость магматизма и приуроченность его к разломам разной глубины заложения. В пределах области среднепалеозойской активизации в течение девона и нижнего карбона возникли субщелочные гранитоидные вулканоплутонические ассоциации пород и специфические щелочные формации. Наиболее ранними являются трахилипаритовые и дацит-трахилипаритовые вулканические формации, образование которых сопровождалось внедрением субвулканических тел кварцевых порфиров, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, ортофиоров, граюфиоров. Вулканыты среднего палеозоя известны пока только в двух районах: в Восточном Саяне и на юге Витимского плоскогорья. В самостоятельную возрастную группу эти образования выделены сравнительно недавно и есть основания ожидать, что истинные площади их развития более обширны. Во всяком случае, знакомство с материалами геологических съемок убеждает в том, что в верховьях рек Уды и Кудуна в крупных полях вулканитов цаганхунтейской свиты присутствуют более древние, по-видимому, среднепалеозойские вулканогенные породы липарит-трахилипаритового состава.

Обращает на себя внимание отсутствие вулканогенных образований среднего палеозоя в Джидинской горной стране. Это обстоятельство трудно объяснимо, особенно если учесть факт широкого развития в указанном регионе среднепалеозойских гранитоидов, с которыми в Восточном Саяне и на Витимском плоскогорье вулканиты обнаруживают признаки комагматичности. Видимо, и в этом районе следует ожидать выявления вулканогенных толщ среднепалеозойского возраста. Условно к этим толщам могут быть отнесены кислые вулканиты в бассейнах рек Улегчин, Хамней, Шабартай.

Вулканыты юга Витимского плоскогорья и Восточного Саяна характеризуются значительным преобладанием кислых разновидностей с натриево-кальциевой спецификой химизма. В составе эффузивных толщ заметную роль играют щелочные разновидности вулканитов (трахилипариты, трахиты, трахиандезиты), что, по-видимому, является общей тенденцией увеличения роли щелочных пород уже на ранней стадии развития области среднепалеозойской активизации. Для этой

стадии характерно образование в зонах глубинных разломов интрузивных массивов формации габброидных и щелочных пород (сайженский и часть ботогольского комплексов).

Более поздний среднепалеозойский гранитоидный магматизм имел широкое ареальное распространение и по своим масштабам уступал только магматизму раннекаледонской геосинклинали. Общая площадь среднепалеозойских гранитоидных массивов в пределах исследованной территории достигает 50 тыс. км<sup>2</sup>. Размещение, а зачастую и форма гранитоидных тел отчетливо контролировались крупными разрывами. Максимум проявления гранитоидного магматизма охватывает несколько регионов: Джидинскую горную страну, Западное Забайкалье и юго-запад Витимского плоскогорья. К северо-западу и к северо-востоку от этой территории крупные плутоны отсутствуют, гранитоиды слагают немногочисленные и сравнительно небольшие массивы, часто группирующиеся в цепочки. На западе и юго-западе области, в Восточном Саяне и Северной Монголии вновь отмечается увеличение объема среднепалеозойских гранитоидов.

Следует отметить, что граничный магматизм вначале проявился в пределах вулканических полей и в бортах наложенных орогенных впадин в форме мелких субвулканических тел кварцевых порфиров, гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, сиенит-порфиров. Затем в связи с ростом орогенных поднятий и оживлением разломных систем произошло массовое внедрение и становление крупных межформационных или приразломных массивов гранит-граносиенитовой формации. В отдельных случаях при активном участии летучих возникали флюорит-амазонит-гранитовые (самсальский комплекс) или нефелин-сиенитовые (часть огнитского комплекса) плутоны.

Породы обсуждаемой группы гранитоидных формаций представлены главным образом двумя разновидностями: гранитами и граносиенитами (кварцевыми сиенитами), обладающими устойчивыми петрографическими и петрохимическими признаками на всей территории. При этом в направлении с востока на запад, в сторону Восточного Саяна, устанавливается прогрессивное увеличение доли сиенитовых разновидностей. По петрохимическим параметрам на диаграмме А.Н.Заварицкого среднепалеозойские гранитоиды образуют единый не линейно вытянутый, а изометрический рой разноориентированных векторов, в верхней ее части. Этот рой сосредоточен в основном вокруг щелочного гранита и гранита всех периодов по Р.Дэли. Типичные щелочные разности (с нефелином и щелочными темноцветными минералами) встречаются редко. Они группируются несколько левее и выше лейкократовой части петрохимической вариационной линии вулкана Этны, которая является общепринятой границей между известково-щелочными и щелочными ассоциациями пород. Ряд щелочных гранитов и сиенитов, пересыщенных щелочами (натрием), располагается за пределами главного роя векторов. По своим петрохимическим параметрам породы сиенит-граносиенит-гранитной формации близки к среднепалеозойским вулканитам трахилипаритовой и дацит-трахилипаритовой формаций и, как отмечалось ранее, образуют

вместе с ними единую вулканоплутоническую ассоциацию. В то же время породы среднепалеозойской сиенит-граносиенит-гранитной формации существенно отличаются от нижнепалеозойской тоналит-гранодиорит-гранитной формации своей повышенной кремнекислотностью и щелочностью.

Особое место среди среднепалеозойских магматических образований занимает формация щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов (сыннырский комплекс), крупные массивы которой приурочены к глубинным разломам Северного Прибайкалья. Имеющиеся материалы по данной формации свидетельствуют о ее среднепалеозойском возрасте и калиевой специализации химизма. Интрузивные породы сыннырского комплекса представляют собой крайнюю калиевую ветвь поздних остаточных дифференциатов, возникших при становлении огромных масс среднепалеозойских гранитоидов повышенной натриево-калиевой щелочности [1].

Возрастной ряд среднепалеозойских магматических формаций наиболее полно выражен в Восточном Саяне, где тектономагматическая активизация началась в конце силура и продолжалась до карбона. Для этого периода характерна последовательная смена во времени ранних щелочно-кремнекислых вулканических формаций (дацит-трахилипаритовая или трахилипаритовая) более поздними плутоническими: гранит-граносиенитовой и сиенит-нефелинсиенитовой. Из них наиболее широкое площадное распространение имеют гранитоиды, а наименьшее — массивы габброидных и щелочных пород (ботогольский комплекс).

Среднепалеозойский возраст ряда магматических формаций Витимского плоскогорья, хотя и сходен по составу с восточносаянскими, но отличается значительно меньшими объемами наземных вулканитов дацит-трахилипаритовой формации, в составе которой присутствуют трахиандезиты. Комагматичные с этой формацией граниты и кварцевые сиениты зазинского комплекса весьма близки по химизму к нормальному или субщелочному ряду гранитных пород [14]. Помимо этого, в пределах Витимского плоскогорья более существенное место занимает формация габброидных и щелочных пород, многочисленных массивов которой сложены габбро, пироксенитами, мельтейгитуртитами и нефелиновыми сиенитами (сейженский комплекс).

Сопоставление среднепалеозойских магматических формаций Саяно-Байкальской горной области и сопредельных регионов позволяет сделать вывод о том, что намеченный выше их возрастной ряд повторяется на территории Восточного Саяна, Восточной Тувы, Джидинской горной страны, Витимского плоскогорья и Северной Монголии. Это объясняется тем, что все названные регионы испытали среднепалеозойскую тектономагматическую активизацию, которая началась с наземного трахиандезит-липаритового или дацит-липаритового (корового) вулканизма (мульды, впадины, грабены), затем сменилась широким площадным развитием гранит-граносиенитового магматизма (орогенные поднятия) и завершилась внедрением наиболее поздних щелочных интрузий сиенит-нефелинсиенитовой формации, проявленной наиболее широко в Восточной Туве и Северной Монголии [5, 19]. Близкой

по времени образования с нею, по-видимому, является формация щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов Северного Прибайкалья. От них явно оторваны во времени более ранние интрузивные массивы габброидных и щелочных пород, распространенные в пределах нагорья Сангилен, в Восточном Саяне, Северной Монголии и на Витимском плоскогорье.

Переходя к рассмотрению верхнепалеозойского магматизма, отметим, что границы его распространения не совпадали с ареалами магматизма среднего палеозоя. Во второй половине карбона и перми произошла новая структурная перестройка региона, связанная с заложением и развитием крупнейшей орогенной структуры Северной Монголии — Орхон-Селенгинского вулканического прогиба, который является частью более крупного вулканического пояса Евразии [15]. На территории Западного и Центрального Забайкалья в это время образовалась область верхнепалеозойской тектоно-магматической активизации. Ее магматизм представлен контрастными анти- и гомодромными щелочно-гранитоидными и щелочно-базальтоидными вулканическими и плутоническими комплексами пород корового и мантийного происхождения. Они сосредоточены в пределах полосы северо-восточного простираения шириной около 200 км, протягивающейся от бассейна нижнего течения рек Джиды и Чикой до бассейна рек Конды и Витим. Область верхнепалеозойской активизации приурочена к системе разломов, развивавшихся на границе геосинклинальной зоны ранних каледонид Западного Забайкалья и внешней геоантиклинальной зоны герцинид Монголо-Охотского пояса. Она наложена на юго-восточный фланг области среднепалеозойской активизации. Заложение верхнепалеозойских вулканогенных структур произошло почти одновременно по зонам Чикой-Ингодинского (гутайская свита —  $S_{1-2}$ ) Желтуринского (гунзанская свита —  $S_2-P_1$ ) глубинных разломов. Максимум вулканической и плутонической активности пришелся на поздний карбон и верхнюю пермь. В этот период в Юго-Западном и Центральном Забайкалье протекал интенсивный наземный вулканизм с образованием трахиандезит-липаритовой (гунзанская, ортинская свиты), трахиандезит-базальтовой (мунустайская и унгуркуйская свиты) и трахилипаритовой (алентуйская, часть тамирской свиты) формаций. Вулканическая деятельность сопровождалась внедрением субвулканических штоков и даек щелочных и известково-щелочных гранитоидов и габброидов. Одновременно с этим в Западном Забайкалье происходило образование крупных плутонов габбро-диорит-гранитного состава (бичурский комплекс). Гранитоиды тесно сопряжены в пространстве и во времени с вулканитами трахибазальт-андезит-трахилипаритового состава, образуя единую вулкано-плутоническую ассоциацию. Внедрением плутонов бичурского комплекса, а также, по-видимому, более поздних сиенит-граносиенитовых интрузий (куналейский комплекс) завершилось развитие верхнепалеозойского магматизма. Его отличительной особенностью является накопление мощных (5–8 км) вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ в начальный период активизации, для которого характерен следующий

возрастной ряд формаций: трахиандезит-липаритовая → трахиандезит-базальтовая → трахилипаритовая. Плутонические формации по сравнению с вулканическими менее распространены и представлены ранней щелочноземельной габбро-диорит-гранитной и более поздней субщелочной сиенит-граносиенитовой формациями. В составе последней выделяются массивы щелочных гранитов и сиенитов (куналейский комплекс), которые, по-видимому, завершают магматизм верхнего палеозоя.

Следует отметить, что на сопредельной территории северо-западной части Восточного Саяна и Восточной Тувы верхнепалеозойские процессы активизации проявились главным образом в оживлении разломных систем, к которым приурочены мелкие трещинные интрузии щелочных гранитов и сиенитов (сейбинский, джугоякский и другие комплексы).

В мезозое наступил новый этап тектоно-магматического развития исследованного региона. Однако по масштабам, интенсивности и разнообразию магматизма, он не может сравниться с палеозойским магматизмом.

Приведенные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Становление палеозойских магматических формаций подчиняется определенным закономерностям. Так, латеральные ряды разнородных формаций различного состава часто обнаруживают одинаковый возраст. Установлено, что однотипные формации развиваются в структурах разного возраста. Все это указывает на то, что одновременно могли функционировать магматические очаги различных уровней.

2. Анализ вертикальных и латеральных рядов формаций показывает, что палеозойский магматизм имел преимущественно коровое происхождение, т.е. протекал на консолидированной гранитно-метаморфической коре континентального типа. В пределах раннекаледонской геосинклинальной области отсутствовали типичные эвгеосинклинальные прогибы, развивавшиеся на коре океанического типа. Все вендско-нижнекембрийские терригенно-карбонатно-вулканогенные прогибы закладывались на континентальной гранитно-метаморфической коре и отличались небольшими мощностями осадков. Становление гранитно-метаморфического слоя завершилось в верхнем кембрии в связи с массовым инверсионным гранитообразованием и регионально-плутоническим метаморфизмом. Для средне- и верхнепалеозойских областей активизации устанавливается внегеосинклинальная природа магматизма.

3. Максимальное развитие по всей территории региона магматизм получил в раннем и среднем палеозое. При этом плутонический, главным образом, гранитоидный магматизм значительно преобладал над вулканическим. В верхнем палеозое магматическая деятельность была локализована в пределах Западного Забайкалья и Северной Монголии, здесь образовались плутонические и вулканические формации, причем последние преобладали. Таким образом, наблюдается прогрессивное расширение процессов гранитообразования в ходе развития

раннекаледонской геосинклинальной области и последующее его затухание в среднем и верхнем палеозое. Наоборот, роль базальтового, особенно трахибазальтового магматизма в конце палеозоя возрастает.

4. Наблюдается отчетливая тенденция к смещению, латеральному скольжению главных ареалов последовательных этапов магматической деятельности в направлении к югу и юго-востоку от границы с Сибирской платформы. Раннепалеозойский геосинклинальный магматизм охватывал как краевую геосинклинальную, так и внутреннюю геосинклинальную зоны ранних каледонид, среднепалеозойский орогенный магматизм сосредоточен главным образом внутри и вблизи раннекаледонских геосинклинальных прогибов, а верхнепалеозойский магматизм проявился на стыке раннекаледонских и герцинских структур. При этом наблюдаются латеральные изменения и состава магматических формаций. Если в нижнем палеозое с северо-востока на юго-запад и запад (от баргузинского к джидинскому и таннуольскому комплексам) среди гранитоидов увеличивается роль основных и кали-натриевых разностей пород (тоналитов и диоритов), то в среднем палеозое в этом направлении увеличивается роль сиенитовых пород по сравнению с гранитами и появление разнообразных щелочных комплексов пород. При этом щелочные натриевые и калиевые породы развиты вблизи краевого шва Сибирской платформы, в удалении на юго-восток увеличивается роль щелочноземельного магматизма, особенно в гранитоидных комплексах.

5. В вертикальных рядах геосинклинальных формаций устанавливается прогрессивное увеличение содержания кремнезема и щелочей, главным образом за счет калия. Так, в течение нижнего палеозоя состав гранитоидов эволюционировал от существенно натриевых щелочноземельных к натриево-калиевым и высокоглиноземистым, наконец, к существенно калиевым, пересыщенным кремнекислотой.

Общая направленность эволюции магматизма в нижнепалеозойской геосинклинальной области характеризуется сменой симатического магматизма сиалическим. Однако для областей и зон активизации такая последовательность нарушается и часто имеет обратную, антидромную тенденцию. В связи с этим нельзя средне- и верхнепалеозойские области активизации считать продолжением развития раннекаледонского складчатого пояса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Г.В., Шаракшинов А.О., Литвиновский Б.А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969.
2. Беличенко В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М.: Наука, 1969.
3. Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1966.
4. Гордиенко И.В. Магматические формации ранних и завершающих этапов развития каледонид Восточного Саяна. - В кн.: Палеозойские маг-

- матические формации Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1972.
5. Гордиенко И.В. Средне- и верхнепалеозойский внегосинклинальный магматизм Саяно-Байкальской горной области. - В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1976, т. 7.
  6. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. Авторы: Гаврилова С.П., Зайцев Н.С., Павлов В.А., Яшина Р.М.
  7. Дистанова А.Н. Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье). - В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1975.
  8. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1974. Авторы: Поляков Г.В., Кривенко А.П., Орлов, Д.М. и др.
  9. Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1950.
  10. Иванова Т.Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
  11. Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1971.
  12. Левицкий В.В. Структура и зональность золотого оруденения в типичном рудном поясе Сибири. - В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений Сибири. М.: Наука, 1966.
  13. Литвиновский Б.А. Проблема среднего палеозоя на Витимском плоскогорье в свете новых данных по магматизму. - Геол. и геофиз., 1977, № 1.
  14. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976.
  15. Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. М.: Наука, 1975.
  16. Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. М.: Наука, 1974.
  17. Пинус Г.В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961.
  18. Хасин Р.А. Основные черты эволюции магматизма Монголии. - В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971.
  19. Яшина Р.М. Формационный анализ и систематика естественных ассоциаций щелочных пород. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2.

О.К. ИВАНОВ

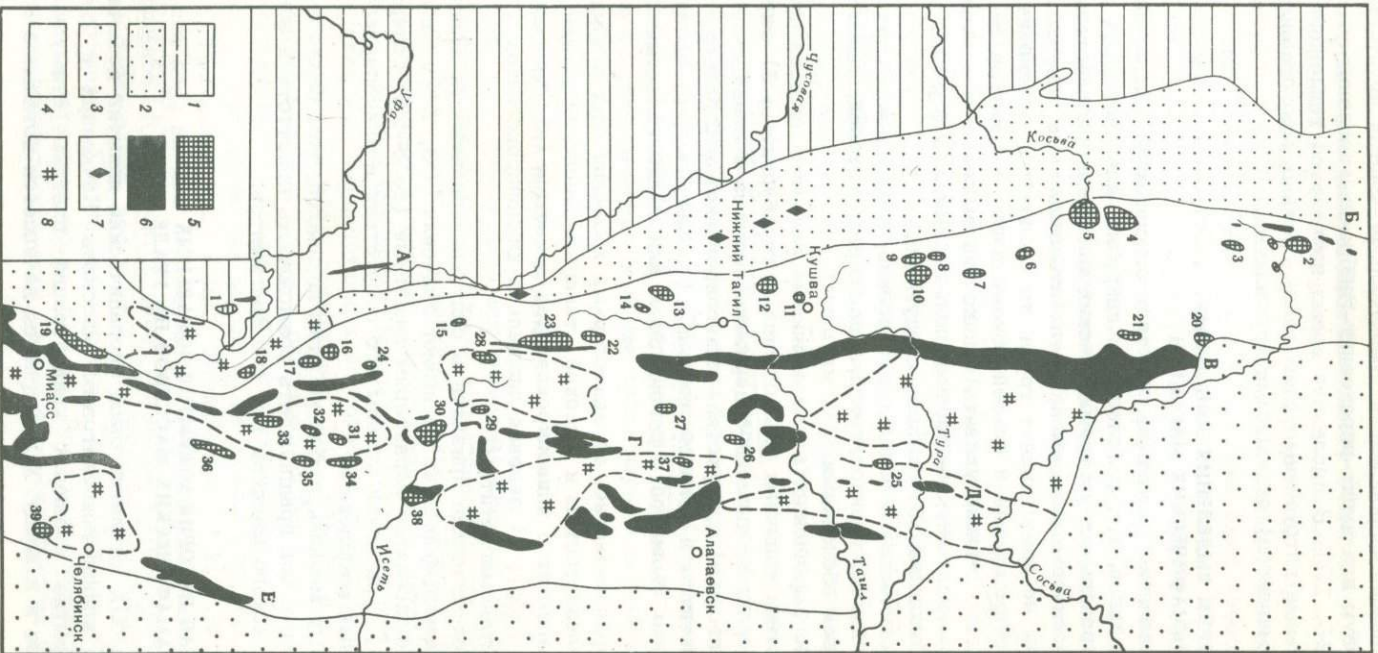
**ЗОНАЛЬНЫЕ УЛЬТРАМАФИЧЕСКИЕ МАССИВЫ  
СРЕДНЕГО УРАЛА**

Зональные ультрамафические массивы — одна из важнейших формаций ультрамафитов, которая пользуется широким развитием на Урале. Однако до последнего времени полагалось, что распространение этой формации на Урале ограничено Платиноносным поясом и двумя-тремя массивами вне его [61]. За последние десять лет были сделаны новые открытия [5], а ревизия ультрамафических массивов Среднего Урала позволила выявить свыше 20 новых массивов этой формации и объединить их в 7 поясов, развитых по всей ширине обнаженной части складчатого палеозойского Урала (рис. 1), что позволяет по-новому взглянуть на его магматизм, металлогению и геологическую историю.

Под зональными ультрамафическими массивами понимаются [66] в идеальном случае тела дунитов, окруженные перидотитовой, клинопироксенитовой, тилаитовой и роговиковой оболочкой. При слабом эрозионном срезе вскрывается лишь часть верхних оболочек. Зональные ультрамафические массивы часто наблюдаются в ассоциации с

Рис. 1. Схема размещения зональных ультрамафических массивов

1 — пермо-карбоновые отложения Приуральяского краевого прогиба; 2 — Центрально-Уральское поднятие; 3 — мезо-кайнозойские отложения Зауралья; 4 — палеозой Уральской геосинклинали; 5 — зональные ультраосновные массивы; 6 — альпинотипные ультрамафиты; 7 — расслоенные интрузии Сарановского пояса, 8 — гранито-гнейсовые купола. Буквами обозначены главнейшие пояса альпинотипных ультрамафитов: А — Бардымский, Б — Салатимский, В — Северо-Невьянский, Г — Пышминско-Ключевской, Д — Алапаевский, Е — Челябинский. Зональные ультрамафические массивы. Суроямский пояс (цифры на схеме): 1 — Суроямский, Платиноносный; 2 — Денежкин камень, 3 — Гладкая сопка, 4 — Конжаковский, 5 — Косьюинский, 6 — Павдинский, 7 — Каменушинский, 8 — Вересовый бор, 9 — Светлый бор, 10 — Качканар, 11 — Кушвинский, 12 — Баранчинская группа, 13 — Нижнетагильский, 14 — Висимский, 15 — Первоуральский, 16 — Омутнинский, 17 — Каркадинский, 18 — Куртинский, 19 — Таловский; Осминосный пояс: 20 — Устьейский, 21 — Верхнекатасьминский, 22 — Верхнетагильский, 23 — Верхнейвинский, 24 — Полевской; Пийский пояс: 25 — Карповский, 26 — Нелобский, 27 — Журавлевский, 28 — Новоалексеевский, 29 — Балтымский; Уктусский пояс: 30 — Уктусский, 31 — Сысертский, 32 — Черновский, 33 — Иткульский, 34 — Шелкунский, 35 — Воскресенский, 36 — Беспаловский, Маюровско-Ключевской пояс: 37 — Маюровская группа, 38 — Ключевской; Челябинский пояс: 39 — Вознесенский массив



более поздними габброидами и гранитоидами, слагая дунит-пироксенит-габбровую или дунит-пироксенит-габбро-плагиигранитную формации [32, 28, 10]. В последнее время появляется тенденция считать отдельные интрузивные фазы таких сложных многофазных интрузий (комплексов) отдельными формациями.

#### КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОНАЛЬНЫХ УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ МАССИВОВ

Критерии различия ультрамафитов трех основных формаций или генетических типов, т.е. расслоенных интрузий, альпинотипных ультрамафитов и зональных ультрамафических массивов, разработаны слабо. Если в классическом выражении отличить зональные ультрамафические массивы не представляет труда, то в сложной обстановке тектонизации, метаморфизма и слабой обнаженности это иногда весьма затруднительно. Можно указать однако ряд эмпирических признаков, которые, по-видимому, не наблюдались в остальных формациях ультрамафитов. Таковыми мы считаем следующие.

1. Геологические — зональное строение, в идеальном случае с дунитовым ядром, перидотитовой, клинопироксенитовой, тылаитовой и роговиковой оболочками.

2. Петрографические: а) подавляющее развитие дунитов при полном отсутствии типичных альпинотипных гарцбургитов; б) широкое развитие верлитов, диопсид-содержащих дунитов и оливиновых клинопироксенитов; в) присутствие клинопироксенитов с "сидеронитовым" титаномагнетитом и зеленой шпинелью (плеонастом); г) присутствие порфиroidных тылаитов с роговиковым или мелкозернистым субстратом.

3. Минералогические: а) аксессуарный хромшпинелид в дунитах с высокой железистостью и высокой степенью окисления железа [59]; б) титаномагнетит в клинопироксенитах с низким (2-6%) содержанием  $TiO_2$  [62]; в) зеленая шпинель в клинопироксенитах в ассоциации с титаномагнетитом.

4. Петрохимические признаки в силу конвергентности составов для описываемой формации не имеют значения [63, 21]. Однако для клинопироксенитов характерны заметные (до 3-5%) содержания  $TiO_2$  [33], при почти полном его отсутствии в клинопироксенитах альпинотипных комплексов.

По нашему мнению, любой из этих признаков, тем более их сочетание, позволяют предполагать возможность присутствия зонального ультрамафического массива или его фрагментов.

#### КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ ЗОНАЛЬНЫХ УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ МАССИВОВ НА УРАЛЕ

С середины XIX столетия были спорадические попытки добычи магнетитов из клинопироксенитовых массивов Качканара и Синея горы. Открытие коренных концентраций платины стимулировало поиски ее и к концу XIX столетия начинается детальное изуче-

ние платиноносных зональных ультрамафических массивов. Особенно значительными были работы Н.К. Высоцкого (Светлый и Вересовый бор, Баранчинская группа, Качканар, Нижнетагильский массив), Л. Дюпарка (Косьвинский и Конжаковский массив, Гладкая сопка, Омутнинский), Ф.Ю. Левинсон-Лессинга (Денежкин Камень, Баранчинская группа, Омутнинский). К 1925 г. уже были известны почти все массивы современного Платиноносного пояса и единственный массив вне его – Уктусский [51]. Все это позволило сформулировать отличия описываемых массивов от апогарцбургитовых серпентинитов, развитых восточнее, и выделить массивы Платиноносного пояса как самостоятельную формацию [32]. С тех пор в течение долгого времени все внимание было обращено на массивы Платиноносного пояса.

К 1966 г. впервые были описаны новые массивы этой формации Нуралинский [47], Хабаровинский [6], Сахаринский [15, 14]. Позже А.С. Варлаков [5] суммировал имевшиеся данные и, кроме упомянутых, отнес к описываемой формации Южно-Ключевской, Таловский, Подольский и Верхне-Тагильский массивы. В 1977 г. нами при съемке Салдинского метаморфического комплекса были обнаружены тылаиты, аналогичные тылаитам зональных ультрамафических массивов Платиноносного пояса. Ревизия материалов и полевое обследование ряда ультрамафических массивов Среднего Урала дала возможность выявить более 20 новых массивов этой формации и выделить в пределах обнаженной части Среднего Урала 7 поясов (с запада на восток): Суоямский, Платиноносный, Осмиеносный, Пийский, Уктусский, Ключевской и Челябинский. Кроме того, несколько массивов и групп известны в более слабо изученных районах Южного Урала и Мугоджар.

### СТРОЕНИЕ ЗОНАЛЬНЫХ МАССИВОВ

Суоямский пояс представлен единственным массивом на западном склоне Урала в пределах Уфимского аллохтона. Массив размерами 7 x 1,5 км сложен клинопироксенитами с вкрапленностью сидеритового титаномагнетита, подвергшимися щелочному метасоматозу. К северу от массива находятся Нязепетровские габбровые массивы и Бардымский пояс альпинотипных апогарцбургитовых серпентинитов. По спектру пород, низкому содержанию  $TiO_2$  (1,5%) и составу титаномагнетита массив отнесен к описываемой формации [13, 14].

Платиновый пояс – самый крупный и лучше других изученный из зональных ультрамафических массивов на Урале. Его характеристика дана Н.К. Высоцким [12] и Д.С. Штейнбергом [61]. До последнего времени пояс на юге ограничивался Омутнинским массивом. А.С. Варлаков [5] относит к нему Таловский и Нуралинский массивы. Нами установлено, что к этой же формации относятся Каркадинский и, возможно, Куртинский массивы. Таким образом, суммарная длина пояса составляет около 900 км. Пояс располагается вблизи или на тектоническом контакте Тагильского синклинория или блока

с Центрально-Уральским поднятием среди вулканогенных отложений ордовика и силура. Пояс состоит из многофазных массивов (комплексов), сложенных последовательными интрузиями ультрамафитов, габброидов и гранитоидов. Реже ультрамафиты образуют изолированные тела. С севера на юг выделяются следующие комплексы и массивы.

В массиве Ялпинг-Нер [27] выделяется четыре интрузивных фазы, из которых ультрамафиты самые ранние. Они образуют линзовидные, частично изолированные тела в западной части габбрового массива размерами до 0,3x8 км, представленные дунитами и гарцбургитами, частично или полностью пироксенизированными. В габбро наблюдаются ксенолиты и линзы пироксенитов и горнблендитов. Однако неясно, являются ли изолированные тела ультрамафитов массивами альпинотипного Салатимского пояса или относятся к Платиносной ассоциации.

В Чистопском габбровом массиве [37] наблюдаются небольшие жилы и участок (4000 м<sup>2</sup>) дунитов среди оливиновых габбро, а также два тела горнблендитов и роговообманковых клинопироксенитов размерами по 0,2 км<sup>2</sup> каждый, содержащими шпильры магнетита и зеленой шпинели. К западу от массива находятся линзовидные тела апогарцбургитовых серпентинитов Салатимского пояса.

Комплекс Денежкина Камня размерами 23x27 км состоит из трех дунит-пироксенитовых тел, интродированных габброидами и крупного дунит-пироксенит-тылаитового поля размером 9x6 км. Дунит-пироксенитовые тела Желтой сопки, Пихтового и Вересового Увалов имеют соответственно размеры 5x2,2 км, 2,4x1 и 0,8x1,0 км [35, 36, 10]. Наиболее крупное и лучше других изученное тело Желтой сопки состоит из дунитового ядра, окруженного на контакте с вмещающими роговиками и амфиболитами ландовери прерывистой оболочкой клинопироксенитов. На вершине Желтой сопки сохранился участок кровли - клинопироксениты с промежуточной зоной пойкилитовых верлитов. Вмещающие породы ороговикованы [19]. Дуниты интенсивно перекристаллизованы вплоть до дунит-пегматитов и прорваны обильными габбровыми дайками, вблизи северо-восточного контакта ассимилирующими дуниты и переходящими в троктолиты и троктолит-пегматиты. В 3 км южнее находится массив Кривинского Чурка, представляющий изометричное тело размерами 2x1,8 км, сложенное средне- и крупнозернистыми клинопироксенитами и расположенное в апопорфиритовых амфиболитах ландовери. В 4-5 км восточнее Кривинского Чурка находится небольшой и слабо изученный Сосьвинский массив размерами 3,6x2,8 км, сложенный тремя мелкими телами клинопироксенитов, окруженных габброидами.

Кумбинский комплекс расположен в 14 км южнее Денежкина Камня. Комплекс имеет размеры 23x3 км и сложен преимущественно габброидами [48], дунит-клинопироксенитовое тело располагается на западном контакте, образуя массив Гладкой сопки, размером 1,0x5,0 км [43]. Массив имеет линзовидную форму и меридиональное простирание. Западный контакт тектонический, на юге - фациальный; на востоке массив интродирован более поздними габбро, дайки

которого секут дуниты и клинопироксениты. Массив состоит из линзовидного дунитового ядра размерами 0,8x3,0 км, окруженного с юга, севера и востока клинопироксенитовой оторочкой шириной до 400 м. На южном окончании прослежен переход от перидотитов через клинопироксениты и тылаиты в аподиабазовые пироксен-плагиоклазовые роговики.

Княспинский комплекс (4 км южнее) размером 16x12 км состоит из клинопироксенитового тела размером 2x1,2 км, окруженного изометрическим телом габброидов размером 9x11 км.

Конжаковский комплекс (12 км южнее) имеет размеры 26x46 км [17]. Комплекс состоит из дунит-пироксенит-тылаитового тела размерами 8x11 км, интродуцированного с востока габброидами. Ультрамафический массив сложного строения состоит из дунитового ядра (Иовский массив) размерами 1,3x1,5 км, окруженного перидотитами и клинопироксенитами в восточной части тела, и серии линзовидных и пластообразных силлов и даек дунитового и перидотитового состава, окруженных клинопироксенитами, в тылаитах западной части массива. Среди тылаитов наблюдаются реликты кремнистых пород и туффитов. В залегающих восточнее габбро наблюдаются мелкие тела клинопироксенитов и магнетитовых оливинитов.

Расположенный южнее Косьвинский массив представляет изолированное тылаит-пироксенит-дунитовое тело, окруженное на западе аподиабазовыми зелеными сланцами, на севере и востоке - кытльмитами [17]. Массив размерами 11x10 км состоит из двух дунитовых тел размерами 2x8 км и 2x2 км, окруженных клинопироксенитами, слагающими и центральную часть массива. В западной части наблюдается пироксенит-тылаитовая полоса размерами 8x1 км. Западный контакт массива тектонизирован и пироксениты частично эродированы.

В расположенном южнее Павдинском комплексе обнаружено два ультрамафических массива. К северо-западу находится Верхне-Павдинский массив размерами 4x8 км, состоящий из дунитового тела размерами 1,0x0,6 км, окруженного клинопироксенитовой каймой шириной до 300 м. В окружающих габброидах наблюдается еще три тела клинопироксенитов размерами до 0,8x3,6 км. В юго-западной части комплекса в 18 км южнее находится Каменушинский массив [12] размерами 3x9 км, расположенный на контакте между амфиболитами нижнего силура и габброидами. Массив состоит из дунитового ядра размером 4x1,4 км, окруженного перидотитовой и клинопироксенитовой оболочкой шириной до 1,4 км. На западном и южном контактах нами наблюдались тылаиты.

В 18 км южнее располагается Качканарская группа, состоящая из трех массивов. Вересовый бор [11] - изолированный массив размерами 9x1,4 км, расположенный среди углистых кварцитов и зеленых сланцев ордовика, состоит из дунитового ядра размерами 1x8,4 км и прерывистой клинопироксенитовой оболочки шириной до 1,4 км. На южном и северном окончаниях наблюдаются тылаиты. Дуниты сильно перекристаллизованы. На западном тектоническом контакте отмечаются антигоритовые серпентиниты. Массив является

наиболее западным в поясе и расположен в наиболее древних породах. Характерна максимальная из известных в Платиноносном поясе железистость аксессуарного хромшпинелида из дунитов.

Светлый бор находится в 1 км юго-восточнее, имеет размеры 3 x 7,5 км и состоит из дунитового ядра размерами 3 x 7,4 км и прерывистой клинопироксенитовой оболочки мощностью до 500 м. На северо-западе и востоке наблюдаются амфиболиты и тылаиты. Массив считается наиболее эродированным и с ним были связаны наиболее значительные россыпи платины; залегает среди зеленых сланцев и филлитов верхнего ордовика.

Непосредственно к востоку находится Качканарский массив размерами 12 x 10 км [11, 46, 53, 18]. Массив квазиконцентрической структуры состоит поровну из клинопироксенитов и анортитовых габбро, образующих постеленные переходы. Клиннопироксениты образуют два крупных тела размерами 4x6 км и 4x7 км. Нижняя толща сложена безрудными клинопироксенитами с обильными прослоями оливинитов и дунитов. Верхняя толща рудоносна и содержит вкрапленность сидеронитового магнетита и зеленой шпинели. Тела оливинитов также содержат вкрапленность титаномагнетита. В западной части массива наблюдается пологое падение полосчатости на восток, в восточной-крутое на запад. Массив не полностью разделен на две части полосой амфиболитов и роговиков и залегает среди апопорфиритовых амфиболитов ландовери, превращенных на контакте в пироксен-плагиоклазовые роговики [34].

Южнее в районе Арбатского габбро-плагиогранитного комплекса наблюдается несколько тектонизированных тел пироксенитов, серпентинитов и тылаитов.

Кушвинский массив, расположенный в 1,5 км к югу от ст. Горбалагодатская, имеет размеры 1,4x0,8 км и является наиболее восточным массивом пояса.

Массив сложен перидотитами, окруженными мощной клинопироксенитовой (до 500 м) и тылаитовой (до 700 м) оболочкой. В северо-восточной части массива наблюдается широкая полоса ороговевших вулканитов и лавобрекчий именованной свиты нижнего лудлова, описанная В.А. Артамоновой [1]. На основании метаморфизма вмещающих пород устанавливается послелудловский возраст зональных ультрамафических массивов Платиноносного пояса.

Баранчинская группа представлена тремя крупными изолированными клинопироксенитовыми массивами и множеством мелких [9]. Наиболее крупные массивы гор Голый, Синей и Толстой размерами соответственно 3,5x3,5 км, 3x3 км и 6,5x3,5 км имеют субизометрическую форму и сложены клинопироксенитами с прослоями магнетитовых и местами оливинитовых пироксенитов и перидотитов. На склоне горы Синей отмечены брекчии пироксенитов сцементированные дунитами [9, 38]. Массивы имеют лополитообразную форму и расположены в широком поле кытлымитов.

Нижнетагильский массив размерами 13,9x6,0 км отделен от габброидов полосой кытлымитов и амфиболитов и состоит из дунитов

тового ядра размерами 10,5x5,5 км и клинопироксенитовой оболочки шириной 60–200 м. На западном и северном контактах наблюдается прерывистая полоса тылаитов шириной 60–200 м. Дуниты ядра неравномерно перекристаллизованы, вплоть до образования дунит-пегматитов. Массив круто падает на восток и, по Г.Ф. Фредериксу [56], надвинут на углистые филлиты ордовика. В Нижнетагильском габбровом комплексе находится несколько тел ультрамафитов, из которых наиболее крупным является Висимское, представляющее длинный и узкий ксенолит оливинит-клинопироксенитового состава с вкрапленностью титаномагнетита [29].

В Ревдинском комплексе размерами около 73x9,0 км наблюдается два крупных тела дунитов и перидотитов по р. Широкой (4 км<sup>2</sup>) и на горе Лысой, а также многочисленные удлиненные тела размером 30–500x50–200 м, сложенные клинопироксенитами и перидотитами, а также тела горнблендитов, из которых наиболее крупным является Первоуральское, представляющее крупный (9x1 км) ксенолит в габброидах, сложенный разнозернистыми горнблендитами, горнблендит-пегматитами и габбро-пегматитами [52, 55].

К югу от Ревдинского комплекса среди роговиков и кытлымитов располагается изолированный Омутнинский массив размерами 4,5x1,4 км, состоящий из дунитового ядра размерами 1 x 3 км и клинопироксенитовой оболочки шириной до 250 м. Местами наблюдаются тылаиты и секущие габбровые жилы [12].

В 2–3 км к юго-востоку от Омутнинского массива располагается Каркадинский размерами 12x5 км. Массив интенсивно тектонизирован и представляет собой тонкий (до 100 м) покров на ордовикских зеленых сланцах и филлитах и частично на вулканитах силура. Оболочки массива сорваны. Западная часть сложена лизардитизированными дунитами, окруженными широкими полосами антигоритовых серпентинитов. Восточная часть полностью сложена антигоритовыми серпентинитами. Зоны развития аподунитовых серпентинитов разделены полосой амфиболитов, габброидов, клинопироксенитов, верлитов и оливиновых пироксенитов, шириной до 600–1000 м. Амплитуда надвига составляет 6–7 км.

Предположительно к Платиноносному поясу относится Куртинский массив южнее Верхнего Уфалея, расположенный среди амфиболитов и гранитогнейсов уфалейского метаморфического комплекса. Массив размерами 3,5x1,5 км сложен серпентинитами, в кровле которых располагаются клинопироксениты.

Между Верхним Уфалеем и Карабашом находится интенсивно тектонизированная зона с многочисленными мелкими телами ультрамафитов и серпентинитов, генетическое расчленение которых пока невозможно. К юго-западу от г. Карабаша находится таловский комплекс [16], часть которого, по мнению А.С. Варлакова [8], можно отнести к описываемой формации. Массив размерами 6,4x24 км состоит из габбрового ядра (13x2 км), окруженного в северной половине пироксенитами размерами 4x14 км. К западу и востоку располагаются серпентиниты.

К описываемому поясу относят также Нуралинский массив [47, 4] размерами 5x30 км и площадью около 100 км<sup>2</sup>. Комплекс состоит из двух частей. На востоке полосой шириной до 5 км развиты альпинотипные серпентиниты. На западе с тектоническим контактом на сильно метаморфизованных отложениях палеозоя, располагается грубостратифицированный полого падающий на восток массив, в основании которого располагаются частично энстатизированные дуниты, сменяемые выше зоной сильно энстатизированных дунитов (гарцбургиты по Руднику) мощностью 200 м. Над ними расположена зона фельдшпатизированных и клинопироксенизированных дунитов ("лерцолитов") мощностью 170 м. Характерна жильная форма выделений энстатита, клинопироксена и плагиоклаза с новообразованным хромшпинелидом. Выше отмечен дунит-пироксенитовый полосчатый комплекс, граничащий на востоке с габбро-амфиболитами. Ни в одном из альпинотипных комплексов Урала не наблюдается столь сильно проявленного процесса пироксенизации и фельдшпатизации, сближающего Нуралинский массив с Конжаковским.

### Осмиеносный пояс

Пояс длиной 320-400 км располагается в восточной части Тагильского прогиба (блока) западнее Серовско-Невьяновского пояса альпинотипных серпентинитов. В пределах описываемого пояса (с севера на юг) выделяются следующие массивы.

Устейский габбро-пироксенит-дунитовый массив [8] размерами 16x2 км состоит в основном из аподунитовых серпентинитов, к западу от которых располагается верлит-клинопироксенитовый комплекс шириной 100-150 м и длиной около 1 км с телами лерцолитов, вебстеритов и оливинных пироксенитов. Западнее клинопироксенитов располагаются габброиды полосой шириной 500-700 м, сложенные чередованием габбро с линзовидными телами полевошпатовых клинопироксенитов, верлитов и клинопироксенитов. Вдоль западного контакта развиты диабазы спилиты и альбитофиры павдинской свиты венлока. К востоку от массива альпинотипные апогарцбургитовые серпентиниты Кольского массива, а на стыке обоих массивов Ларьковская гранодиоритовая интрузия. По мнению А.С. Варлакова и И.А. Темникова [8], массив является расслоенной интрузией, на что, по их мнению, указывают элементы расслоенности, присутствие пойкилитовых верлитов и повышенная железистость серпентинитов. Однако те же признаки могут указывать и на фрагмент зонального ультрамафического массива, тем более, что расслоенность довольно грубая.

Верхнекатасьминский массив в 30 км южнее размерами 20x2,5 км и площадью 18 км<sup>2</sup> располагается среди спилит-альбитофировой формации венлока [3]. Массив состоит из дунитового ядра размером 0,7x4,0 км, перидотитовой, верлит-лерцолитовой и клинопироксенитовой оболочек. В юго-восточном контакте наблюдались энстатитовые дуниты ("гарцбургиты"). В западной части среди пи-

роксенитов картируется тело "габбро-диоритов". Присутствие ортопироксена позволило Н.С. Лисову и Н.Ф. Коровину [31] выделить гарцбургиты и отнести массив к формации альпинотипных ультрамафитов. Однако ортопироксен наблюдается и в несомненных зональных ультрамафических массивах (Иовское тело), а структура пород и зональное строение массива позволяют, по нашему мнению отнести его к описываемой формации.

Верхнетагильский массив располагается в 220 км южнее, на восточной окраине г. Верхний Тагил [24]. Массив размерами 8x3,2 км граничит на западе с амфиболитами, зелеными и кремнистыми сланцами на востоке с порфиритоидами силура. Большая южная часть массива сложена антигоритовыми аподунитовыми серпентинитами с зонами верлитов, лерцолитов и энстатитсодержащих дунитов. В северной части преобладают клинопироксениты, габброиды, тылаиты и роговики. Западный контакт массива тектонический, чем объясняется отсутствие сплошной клинопироксенитовой каймы. Преобладающее развитие аподунитовых серпентинитов, сохранившаяся клинопироксенитовая оболочка на севере, стандартный облик клинопироксенитов и отсутствие типичных для альпинотипных массивов гарцбургитов, позволяют отнести массив к описываемой формации, что было сделано еще А.С. Варлаковым.

Верхнейвинский массив, расположенный в 5 км к югу, очень похож на Верхнетагильский. Массив размерами 6x25 км располагается среди порфиритоидов и зеленых сланцев силура на западе и востоке [25, 49, 50]. К северу от массива находятся габброиды и метаморфизованные вулканиты. В массиве выделяется три зоны. Западная размерами 9x25 км сложена антигоритовыми аподунитовыми серпентинитами с реликтами слабо серпентинизированных дунитов и небольшими участками клинопироксенитов. Средняя размерами 1-2x30 км представляет полосу, сложенную апогарцбургитовыми серпентинитами, восточнее которых располагаются дуниты, аподунитовые серпентиниты и габброиды. Присутствие в массиве двух разнородных ассоциаций интерпретируется ниже.

Возможно, к этому же поясу следует отнести Полевской габбропироксенитовый массив размерами 1x2 км, расположенный на восточной окраине г. Полевского и непосредственной близости к системе плитообразных тел альпинотипных серпентинитов. Аподунитовые серпентиниты наблюдались в глубоких скважинах Полевского рудного поля, однако возможность отнесения их к зональному массиву не выяснена.

### Пийский пояс

Пийский пояс длиной 280 км прослежен от Р. Салды до р. Исеть. Пояс состоит из десяти мелких, главным образом пироксенитовых тел, приуроченных к крупным многофазным габбровым комплексам. Пояс расположен в Верхисетско-Саддинском блоке и ультрамафические массивы расположены по его периферии.

На севере в пределах Пийского пироксенит-габбро-диоритового массива комплекса ультрамафиты развиты ограниченно и обнаружены в крупном (3х6 км) провесе кровли в Пийском диоритовом массиве. Провес сложен роговиками и кытлымитами с прослоями туффитов и мраморов силурийского возраста, частично скарнированных и подвергшихся более позднему верхнепалеозойскому метаморфизму. Тылаиты наблюдаются в виде многочисленных прослоевидных тел до 50 м мощности, местами переходящих в плагиоклазовые и мономинеральные клинопироксениты. В редких случаях наблюдается сидеронитовый магнетит. Расположенные восточнее несколько мелких линзовидных и расташенных тел серпентинитов по тальк-оливиновым и антофиллитовым породам имеют повышенную (4-17%) железистость и возможно, являются остатками расташенного дунитового ядра.

Южнее, в пределах Петрокаменского пироксенит-габбро-диоритового комплекса, Пийский пояс распадается на две ветви. В западной части, в верховьях р. Салды, известно несколько горнblendитовых тел, из которых наиболее крупным является Журавлевский массив, изученный В.А. Артамоновой и Е.Н. Клевцовым. Массив представляет меридионально вытянутое тело размером 8х1,5 км, сложенное чередующимися слоями магнетитовых и безрудных горнblendитов и габбро-амфиболитов, круто падающих на запад. В 5 км к северу известен габбровый массив с мелкими пластообразными телами горнblendитов и серпентинитов такого же генезиса.

В северо-восточной части Петрокаменского комплекса располагается Нелобский массив размерами 3х12 км, сложенный в ядре серпентинитами размером 0,6х2,2 км, окруженными оторочкой клинопироксенитов до 2,4 км. На восточном контакте последние содержат титаномагнетитовую вкрапленность.

В 105 км южнее в провесе кровли Верхисетского гранитного массива размером 15х7 км располагается Новоалексеевская группа клинопироксенитовых тел. Провес сложен амфиболитами силура с прослоями скарнированных карбонатов и линзовидными телами габбро-диоритов, клинопироксенитов и генетически неопределимых серпентинитов размерами до 2,5х0,1 км.

В восточной ветви пояса в Балтымском габбровом массиве с широким развитием кытлымитов отмечаются мелкие тела клинопироксенитов, обнаруженные также в более южном Верхне-Макаровском габбровом массиве.

### Уктусский пояс

Уктусский пояс длиной 140 км располагается юго-восточнее Пийского между Свердловском и оз. Аргази. Пояс также состоит из двух ветвей и состоит из дунитовых или дунит-пироксенитовых большей частью сильно метаморфизованных и тектонизированных массивов. Пояс располагается в пределах Сысертского метаморфического комплекса или по его восточной периферии.

Самый крупный массив пояса - Уктусский - размерами 10x12 км и площадью 50 км<sup>2</sup> [51] состоит из трех крупных дунитовых ядер размерами соответственно 0,8x1,4 км, 2,5x3,5 км и 2x5 км, окруженных зонами такситовых перидотитов шириной до 200 м, клинопироксенитов до 1500 м и тылаитов до 3500 м. На юге и востоке массив интродуцирован более поздними гранитоидами. Западный контакт массива с вулканитами кировоградской свиты ландовери тектонический. В случае отсутствия пироксенитовой оболочки дуниты на контакте антигоритизированы. Зональное строение массива и петрографические типы пород позволили И.Ф. Токареву [51] отнести массив к формации Платиноносного пояса.

К югу от г. Сысерти Уктусский пояс расходится на две ветви. Западная ветвь длиной свыше 30 км состоит из нескольких десятков массивов, мелкие из них при незначительных размерах сложены тальк-брейнеритовыми и антофиллитовыми породами, реже пироксенитами и верлитами. Более крупные Сысертский и Черновский массивы размерами 7x1,2 км и 1,2x5 км состоят из серпентинитового ядра, окруженного оболочками энстатит-оливиновых и антофиллит-оливиновых пород с реликтами клинопироксенитов. Вмещающие породы представлены амфиболитами и гнейсами. Генетическая природа этих ультрамафитов определенно не выяснена из-за их сильного метаморфизма.

Южнее на продолжении этой же полосы восточнее оз. Иткуль располагается Иткульский массив, детально закартированный В.С. Красулиным в 1939 г. Массив имеет линзовидную форму, размеры 7x1,6 км и площадь около 6 км<sup>2</sup>. Он располагается среди крутопадающей на восток толщи амфиболитов и черных углисто-кремнистых сланцев. По периферии массива развита зона тальк-хлоритовых и тальк-брейнеритовых пород шириной до 400 м. Средняя часть сложена антигоритовыми аподунитовыми серпентинитами и лишь в центре сохранились небольшие участки штурбахитов. В северной и восточной частях массива развиты пироксениты, амфиболиты и габбро-амфиболиты. Массив значительно тектонизирован. На основании только аподунитовой природы серпентинитов массив отнесен к описываемой формации.

Восточная ветвь располагается вдоль восточного обрамления сысертского метаморфического комплекса и прослежена на протяжении 110 км. Пояс представлен цепью длиннолинзовидных тел серпентинитов в ассоциации с клинопироксенитами, амфиболитами и габброидами.

Шелкунский массив, закартированный А.Г. Прокоповой и Б.М. Романовым, имеет размеры 2x17 км и сложен длинным телом габбро-амфиболитов с согласными линзовидными телами серпентинитов, тальк-брейнеритовых пород, вебстеритов и клинопироксенитов. Наиболее крупные тела серпентинитов размером 0,6x1,5 км и 0,2x4 км имеют оторочку тальк-брейнеритовых и тальк-хлоритовых пород и ядро, сложенное аподунитовыми антигоритовыми серпентинитами. М.О. Алешин в 1936 г. наблюдал на горе Редкой и к западу от

с. Никольского слабо серпентинизированные дуниты, аналогичные дунитам Уктусского массива. Вмещающие породы представлены силуро-девонскими апопорфиритовыми амфиболитами и кремнистыми сланцами. Отсутствие гарцбургитов и чисто дунитовый характер серпентинитов позволяют отнести их к описываемой формации.

В 60 км южнее располагается Беспаловский массив, расположенный к востоку от оз. Увильды. Массив имеет длиннолинзовидную форму и размеры 25x1 км. В северной части он располагается среди гранитоидов, в средней части и на юге на контакте между нижне-силурийскими порфиритоидами, зелеными сланцами и кварцит-гнейсо-амфиболитами ордовика - нижнего силура. Массив сложен антигортитовыми серпентинитами, хлоритовыми, тремолитовыми и тальк-карбонатными породами. В.Г. Денисовым на основании петрохимических данных указывается, что серпентиниты апогарцбургитовые, однако высокое содержание  $TiO_2$  (0,16%) и присутствие  $CaO$  (1,16%) показывает, что анализировались скорее всего диопсидсодержащие дуниты, что позволяет наряду с его структурным положением отнести массив к описываемой формации.

### Маюровско-Ключевской пояс

Пояс длиной 110 км состоит из Маюровской группы и Ключевского массива.

Маюровская группа располагается к югу от дер. Южаковой среди толщ инъекционных гнейсов в западном борту Мурзинского гранито-гнейсового комплекса. Она состоит из нескольких массивов, наиболее изученным из которых является Маюровский. Массив имеет линзовидную форму и размеры 5x0,3 км. В центральной части он сложен чередованием горнблендитов с вкрапленностью титаномагнетита. Габбро-амфиболиты слагают периферию массива. Ранее по высокому содержанию  $TiO_2$  (1,46-5%) массив относился к кусинскому типу [33]. Однако впоследствии оказалось, что высокотитанистыми являются только густовкрапленные и сплошные руды, тогда как большая часть средне- и редковкрапленных руд при низком содержании имеет сидеронитовую структуру с аксессуарным плеонастом, что позволило соотнести его с горнблендитами Первоуральского месторождения [54] и, следовательно, отнести к описываемой формации.

Ключевской массив располагается в 110 км южнее имеет размеры 12x6 км среди углисто-кремнистых и хлоритовых сланцев с прослоями мраморов. Северная часть массива сложена монотонными серпентинизированными альпинотипными гарцбургитами; южная, размерами 4,7x2,3 км, - дунитами с клиньями и прерывистыми оторочками клинопироксенитов, верлитов и пироксеновых дунитов. К дунитам приурочена пластообразная хромитовая вкрапленность. А.С. Варлаков [5] отнес массив к полиформационным, а дунит-пироксенитовую часть - к дунит-пироксенитовой формации. А.С. Шарыпов [60] выделяет три генерации дунитов: ран-

ние с полосчатыми хромит-оливиновыми телами, Козловскую столбообразную интрузию размерами 1x1,5 км в центральной части дунитового массива и многочисленные мелкие тела оливинитов. П.Н. Лебедев [30] считает дуниты более поздним образованием, чем гарцбургиты. Боковые контакты дунитов и гарцбургитов с вмещающими породами тектонические. На контакте ультрамафиты замещены хлоритовыми сланцами и тальк-брейнеритовыми породами.

### Челябинский пояс

Самым восточным из известных на Среднем Урале является Вознесенский массив, расположенный в 13 км к югу от Челябинска, к северо-западу от ст. Вознесенки. Массив имеет размеры 6x2 км и состоит из трех тел серпентинитов, окруженных клинопироксенитами и заключенных в поле габбро-амфиболитов. С севера массив окружен интрузией гранодиоритов, с юга граничит с порфиритоидами, зелеными сланцами и порфиритами верхнего ордовика. На массиве развита мощная кора выветривания. Зональная структура и спектр пород позволяют отнести массив к описываемой формации.

### Прочие зональные ультрамафические массивы Урала

Кроме описанных за пределами представленной карты, на Южном Урале находится еще ряд массивов, из которых надо отметить Сахаровскую группу, Хабарнинский, Подольский, Тонузакский и Велиховский.

Сахаровская группа располагается в 50 км к юго-востоку от г. Магнитогорска и представлена несколькими клинопироксенитовыми массивами со стандартным титаномagnetитовым оруденением, из которых выделяется Субутакский массив размерами 6,0x1,0 км [45] и Сахаровский массив [15]. По Ю.Н. Замиге [15] массив размерами 18,5x6,3 км и площадью 86 км<sup>2</sup> располагается среди осадочно-вулканогенных пород верхнего силура-среднего девона. На востоке он сочленяется с серпентинизированными гарцбургитами, контролирующими разлом, разделяющий Магнитогорский и Урало-Тобольский блоки. Массив подобно Верхневинскому состоит из двух частей, разделенных полосой альпинотипных серпентинитов. Западная часть размерами 4x12 км состоит из дунитового ядра, окруженного дунит-верлит-пироксенитовыми оторочками в ассоциации с более поздними габбро и монцонитами. Восточная часть габбро-монцонитового состава меньше по размеру (1,4x2,5 км). Полоса серпентинизированных гарцбургитов шириной до 1,0 км содержит участки дунитов, верлитов и пироксенитов пересекает массив и выходит за пределы комплекса. Ю.Н. Замига [15] считает комплекс аналогичным Платиноносному поясу, образовавшемуся в результате габброизации и пироксенизации гарцбургитов, сохранившихся в прикровлевой части массива. Вмещающие породы подвергаются ороговикованию.

Тогузакский перидотит-пироксенит-габбровый массив в Денисов-

ской зоне [42] площадью 7 км<sup>2</sup> наполовину состоит из диаллацитов, вебстеритов, верлитов, лерцолитов. Пироксениты кровли несут магнетитовое оруденение с постоянным присутствием шпинели и с низким (0,2%) содержанием TiO<sub>2</sub>. Хотя авторы считают массив расслоенной интрузией, спектр пород, содержание титана и присутствие шпинели скорее всего соответствуют слабо эродированному зональному ультрамафическому массиву. Хабарнинский массив является сложным полиформационным комплексом размерами 33,0×20 км [6], испытывавшим значительное тектоническое перемещение. На современном эрозионном срезе массив состоит из серпентинизированных гарцбургитов, занимающих западную часть комплекса размером 13××23 км. Восточная часть (30×7 км) сложена серпентинизированными дунитами в ассоциации с габбро, кытлымитами, тылаитами и клинопироксенитами. Установлено, что дуниты более поздние образования, чем гарцбургиты.

Велиховский массив [26, 3] представлен телами рудных пироксенитов, приуроченных к габбро-сиенитовому комплексу к северо-западу от п. Батамшинск. Низкое содержание TiO<sub>2</sub> в титаномagnetите и пироксените, присутствие зеленой шпинели и характерная сидеронитовая структура позволяют считать массив, относящимся к описываемой формации.

Вполне вероятно, что на Южном Урале подобные массивы развиты более широко, однако их диагностика затруднена в силу слабой обнаженности и изученности массивов.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ МАССИВОВ

Из краткого описания массивов видно большое разнообразие их геологических типов, различающихся по степени эрозии, магматической и тектонической нарушенности и метаморфизму. При этом необходимо различать строение массива в момент его образования и современное состояние как результат наложенного тектонического, магматического и метаморфического влияний.

К "чистому" типу относятся массивы, изолированные от более поздних габброидов и гранитоидов, не испытывавшие заметной тектонической нарушенности и метаморфизма. К таким массивам относятся Нижнетагильский, отчасти Косьвинский, Кривский, Вересовый и Светлый бор, Качканарский, Кушвинский, Баранчинская группа, Омутнинский. К ним близки сравнительно слабо эродированные более поздними габброидами Желтая и Гладкая сопки, Каменушинский и Конжаковский.

Изучение наименее измененных массивов позволяет воссоздать облик типичного простого зонального ультрамафического массива, состоящего из дунитового ядра, окруженного перидотитовой, клинопироксенитовой, и роговиковой оболочками [11, 23]. На основании изучения состава и взаимоотношений оболочек и структур пород нами предложено следующее объяснение их образования. Интрузия дунитовой магмы во вмещающие вулканиты вызвала ороговикование

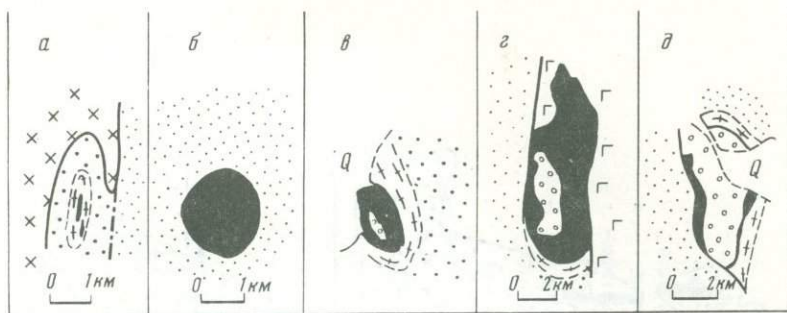


Рис. 2. Типы зональных ультрамафических массивов по степени эродированности

*a* - Карповский массив, *б* - Кривский, *в* - Кушвинский, *г* - Каменушинский, *д* - Светлый бор; 1 - дуниты, аподунитовые серпентиниты, верлиты; 2 - клинопироксениты, оливиновые пироксениты, 3 - тылаиты, 4 - роговики и кытлымиты, 5 - габбро, 6 - гранитоиды, 7 - вмещающие породы, 8 - покровные отложения

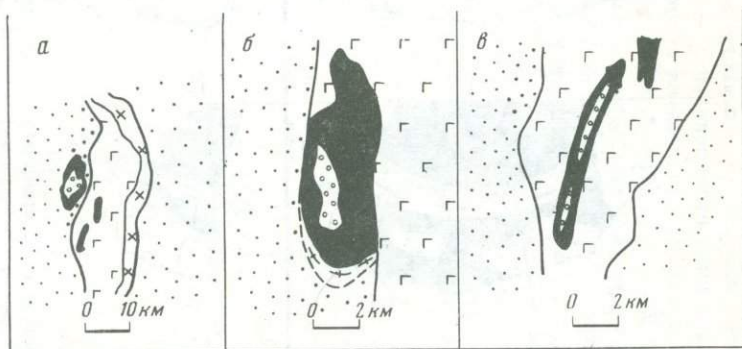


Рис. 3. Взаимоотношения зональных ультрамафических массивов и габброидов

*a* - изолированный массив (Нижнетагильский), *б* - совмещенные массивы (Каменушинский), *в* - дунит-пироксеновый массив в габброидах (Висимский). Условные обозначения те же, что и на рис. 2

и магнезиальный метасоматоз с образованием во внешней кайме тылаитов, а во внутренней клинопироксенитов. Ассимиляция пироксенитов дунитами привела к образованию перидотитовой оболочки. В случае ассимиляции более кислых пород возможно образование энстатитсодержащих разностей. Согласно представлениям, подтвержденным фактическим материалом (рис. 2), в зависимости от глубины эрозионного среза мы будем наблюдать роговиковую (может быть кытлымитовую) зону, тылаиты, клинопироксениты, перидотиты и, на-

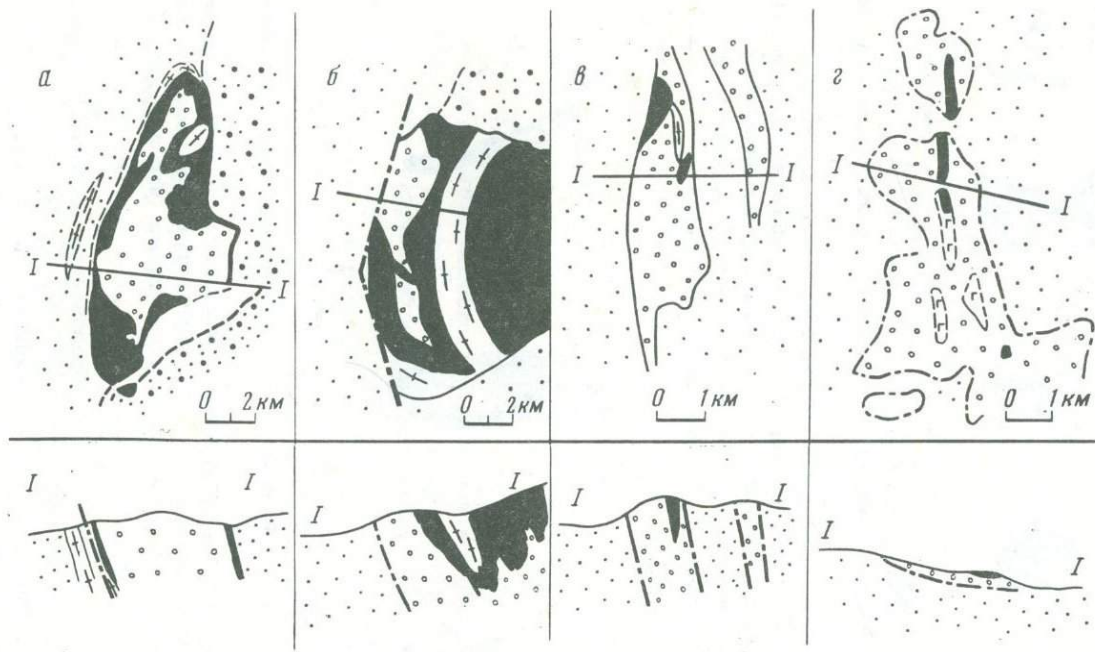


Рис. 4. Тектонизация зональных ультрамафических массивов:  
*a* – слабая (Нижнетагильский), *б* – заметная (Косьвинский),  
*в* – сильная (Иткульский), *г* – очень сильная (Каркадинский).  
 Условные обозначения те же, что и на рис. 2

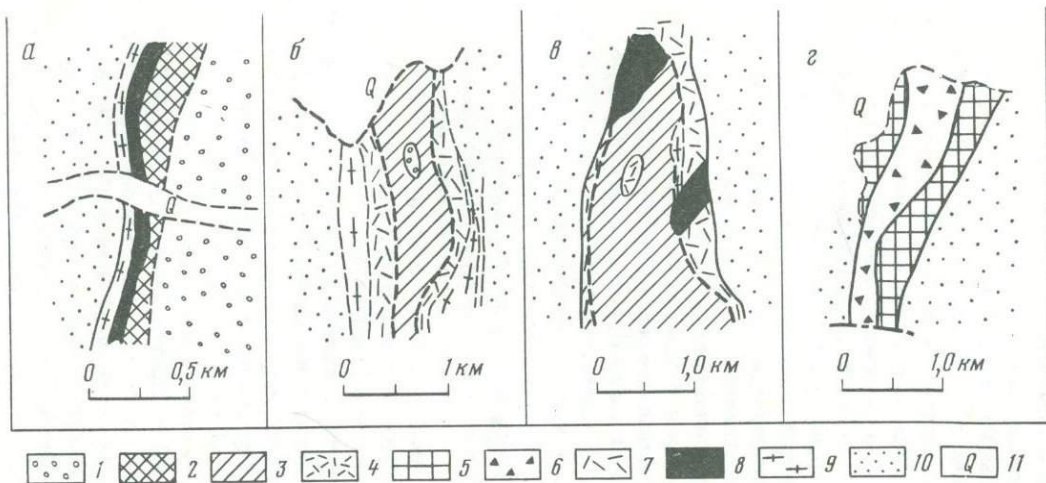


Рис. 5. Метаморфизм зональных ультрамафических массивов

*a* – приконтактовый, обусловленный тектоническим перемещением (Нижнетагильский), *б* – антигоритизация в периферической зоне метаморфических куполов (Шелкунский), *в* – метаморфизм до стадии штубахитов (Иткульский), *г* – высокометаморфизованные ультрамафиты (Сысертский); 1 – лизардитовые аподунитовые серпентиниты и дуниты, 2 – брусит-антигоритовые серпентиниты, 3 – антигоритовые серпентиниты, 4 – штубахиты, 5 – антофилитовые породы, 6 – серпентиниты по энстатит-оливиновым породам, 7 – тальк-брейнеритовые породы, 8 – клинопироксениты, 9 – тылаиты и амфиболиты, 10 – вмещающие породы, 11 – покровные отложения

конец, дуниты со всем спектром оболочек. Исходя из этого наименее эродированными являются Кривский массив, Качканарский, Кушвинский и Баранчинская группа. Слабо эродированными, но уже со скрытым дунитовым ядром, являются Каменушинский, Северный Уктусский, Иовское тело и восточная часть Косьвинского, Среднеэродированными являются Нижне-Тагильский в средней части, Вересовый бор. Сильно эродированы Светлый бор и, видимо, Верхнетагильский, Верхневинский, Иткульский и Каркадинский.

Большая часть зональных ультрамафических массивов подверглась активному воздействию более поздних габброидов (рис. 3). В большинстве случаев они интрузивно срезают ультрамафические массивы с востока, давая габброидные дайки в пределы массива. Степень магматической эрозии различна. Наряду с изолированными массивами, как Нижнетагильский, наблюдаются слабо эродированные с сохранившейся клинопироксенитовой оболочкой (Каменушинский) или частично сохранившейся (Конжаковский массив). В других случаях пироксенитовая оболочка может быть полностью срезана (Желтая сопка) и, наконец, ультрамафиты могут быть включены в габброиды в виде ксенолита (Первоуральский горнблендитовый, Висимское пироксенит-оливинитовое тело).

Практически все массивы испытали тектоническое преобразование, которое выявляется по степени нарушенности оболочек (рис. 4). Наиболее слабая тектоническая нарушенность наблюдается в Нижне-Тагильском массиве, где даже на западном контакте сохранилась тылаитовая оболочка. Однако даже в этом случае, по присутствию в массиве пустот с метаном и водородом, Г.Ф. Фредерикс [56] предположил тектоническую надвинутость массива на углистые сланцы Центрально-Уральского поднятия. Этот вывод подтверждается значительно уменьшенными мощностями пироксенитовой и тылаитовой оболочек, катаклизмом пироксенитов и антигоритизацией лизардитизированных дунитов. Столь же слабо тектонизирован Каменушинский массив. Несколько более сильна тектонизация Конжаковского массива, окруженного с запада кольцевым разломом частично выполненным габбро. Перемещения по разлому лишь местами сорвали тылаитовую и пироксенитовую оболочку. Однако с внешней стороны сохранились тылаиты и роговики. В ряде массивов с западного контакта частично сорвана тылаитовая и пироксенитовая оболочка (Желтая сопка, Уктусский массив), в других срез захватывает и дуниты (западный контакт Косьвинского массива, Вересовый и Светлый бор). В крайнем случае это приводит к тому, что массив лишается своих оболочек, сохраняющихся лишь в тених давления (Верхнетагильский, Иткульский массивы). И, наконец, массив может быть тектонически размазан, как это случилось с Каркадинским массивом, образующим слой мощностью до 100 м с многочисленными тектоническими окнами, сложенными вмещающими породами и без всяких признаков закономерного строения.

Тектонические подвижки вызывают милонитизацию, катаклиз, брекчирование и рассланцевание серпентинитов и пироксенитов. В ря-

де случаев при этом происходит активное термическое воздействие — вызывающее антигоритизацию лизардитизированных дунитов или (в закрытой системе) образование брусит-антигоритовых серпентинитов (рис. 5). Узкие зоны брусит-антигоритовых серпентинитов развиты на западном контакте дунитового ядра Нижне-Тагильского и Вересовоборского массивов и антигоритовые на западном контакте Угусского массива. В случае значительного перемещения и небольшой мощности почти весь массив мог быть антигоритизированным, как например, Каркадинский. Однако нигде в связи с тектоническими перемещениями не развиваются более высокотемпературные парагенезисы, чем брусит-антигоритовые, температура образования которых 250–460°C [64].

По степени метаморфизма выделяются неметаморфизованные массивы (см. рис. 5), сложенные лизардитизированными дунитами (Светлый бор, Нижнетагильский), слабо метаморфизованные в условиях зеленокаменной ступени метаморфизма массивы, развиты по периферии гранито-гнейсовых комплексов и превращенные в антигоритовые серпентиниты, окруженные тальк-брейнеритовыми породами (Шелкунский, Беспаловский массивы). Пироксениты при этом испытывают амфиболизацию. В средней части гранито-гнейсовых комплексов происходит превращение серпентинизированных дунитов в штабахиты (Иткульский массив), тальк-оливиновые и антофиллит-оливиновые породы (Черновский и Сысертский массивы).

#### ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ЗОНАЛЬНЫХ УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ МАССИВОВ И АЛЬПИНОТИПНЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ

В подавляющем большинстве случаев оба типа ультрамафитов пространственно разобщены друг с другом и образуют параллельные пояса. Обычно морфология массивов резко различна. Зональные массивы — компактные изолированные друг от друга изометрические или слабо вытянутые, альпинотипные массивы — сплошные пояса, линзовидные и лентовидные. В зонах тектонизации форма тех и других массивов одинакова. Значительно реже наблюдается тесная сближенность массивов разных формаций или их совмещение в одном комплексе. Тесная сближенность массивов обеих формаций обычно обусловлена тектоникой и наблюдается, например, в зоне Уфимского выступа.

Гораздо сложнее положение в случае предполагаемого совмещения пород обеих формаций, на существование которого впервые было указано А.С. Варлаковым [6] на примере Хабаровинского, а затем [5] Ключевского и Устьейского массивов. При этом, по нашему мнению, существует два типа таких совмещений — простое соприкосновение и сложное, когда породы одной формации располагаются среди пород другой.

Случай простого соприкосновения отмечается для Хабаровинского и Ключевского массивов. В Хабаровинском массиве А.С. Варлаков и С.И. Матвеев [7] показали, что гарцбургиты на контакте с дуни-

тами испытывают перекристаллизацию при общем сохранении их химизма и, следовательно, дуниты являются более поздним образованием. Е.П. Парицин и И.С. Чашухин [58] обнаружили уменьшение железистости оливина и увеличение железистости хромшпинелида в приконтактовых гарцбургитах, подтвердив, таким образом, выводы А.С. Варлакова.

Для Ключевского массива П.Н. Лебедев [30] установил, что апогарцбургитовые серпентиниты значительно сильнее метаморфизованы, огалькованы и катаклазированы, чем породы дунит-пироксенитовой ассоциации, которые лишь частично серпентинизированы. На контакте двух ассоциаций развиты клинопироксениты, а дуниты наблюдаются в гарцбургитах в виде жил, состав хромшпинелида которых близок к составу хромшпинелида в массивных дунитах. Эти признаки позволили П.Н. Лебедеву считать дуниты более поздним интрузивным образованием.

Сложные соотношения наблюдались в Верхнейвинском и Сахаровском массивах. В Сахаровском массиве Ю.Н. Замига [15] закартировал апогарцбургитовые серпентиниты в виде полосы среди двух совмещающихся дунит-верлит-пироксенитовых тел. По его мнению, гарцбургиты сохранились в виде линзовидных тел в кровле полосчатой серии и являются реликтами в процессе пироксенизации и фельдшпатизации под влиянием габбро. Однако на составленной им же карте видно, что полоса апогарцбургитовых серпентинитов как бы прорывает компактный дунит-пироксенитовый комплекс, разделяет его на две части и выходит за его пределы. Альпинотипные серпентиниты находятся в непосредственной близости к массиву в южной и восточной его части, выполняя тектонические нарушения.

Взаимоотношения гарцбургитов и дунит-пироксенитовой ассоциации детально не изучались, однако замечено, что степень серпентинизации тех и других различна. По нашему мнению, морфологические соотношения указывают на протрузивное прорывание зонального массива альпинотипными серпентинитами.

В Верхнейвинском массиве наблюдается аналогичная ситуация [50] и апогарцбургитовые серпентиниты так же, как бы разрезают массив на две части, причем гарцбургитовые серпентиниты выходят далеко к югу за пределы дунитового массива. Непосредственно восточнее комплекса развита мощная и практически непрерывная полоса альпинотипных серпентинитов Серовско-Невьяновского пояса.

Таким образом, на основании имеющихся в настоящее время данных выявляется разновременность двух формаций ультрамафитов. В одних случаях зональные ультрамафические массивы тектонически сочленяются с альпинотипными серпентинитами или протрузивно ими прорываются, в других дунит-пироксенитовая ассоциация активно воздействует на альпинотипные гарцбургиты. Однако при этом нигде не образуется требуемые согласно вышеизложенной гипотезе высокотемпературные ассоциации минералов.

## СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЗОНАЛЬНЫХ УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ МАССИВОВ

При изучении Платиноносного пояса всегда подчеркивалась приуроченность его к глубинному разлому. А.С. Варлаков [5], отметивший более широкое, чем известно ранее развитие зональных ультрамафических массивов, отмечал, что Суроямский пояс расположен в миогеосинклинальной зоне, Платиноносный — в зоне Главного Уральско-го разлома, а в эвгеосинклинали массивы расположены спорадически. Сейчас после обнаружения нескольких поясов в зоне эвгеосинклинали нет оснований считать какой-то из разломов, к которым они приурочены, главным. Вместе с тем возникает вопрос о структурном положении зональных ультрамафических массивов и их соотношении с альпинотипными ультрамафитами. Пояса и тех и других обычно сближены, параллельны и согласны с общей структурой палеозойского Урала. При всем этом они приурочены к разным тектоническим элементам.

В настоящее время подавляющее большинство исследователей, в том числе и на Урале [44, 39, 40, 5, 57, 2] считает альпинотипные ультрамафиты приуроченными к границам крупных движущихся блоков, протрузиям, выполняющими разломы и смазкой в основании движущихся плит, что находит подтверждение в их положении, всегда тектонических и тектонизированных контактах, брекчированности, присутствии неизменных или слабо измененных ксенолитов вмещающих пород и отсутствии высокотемпературных контактовых изменений вмещающих пород. И действительно, все крупные блоки ограничены поясами альпинотипных ультрамафитов. Слабое их развитие в западной части Тагильского блока, где они развиты лишь на Северном Урале (Салатимский пояс) [41] может быть объяснено полным размазыванием серпентинитов при крупноамплитудном надвиге.

В то же время нетектонизированные или слабо тектонизированные зональные ультрамафические массивы всегда располагаются внутри блоков, что особенно четко наблюдается в наиболее крупном Тагильском блоке. Внутри этих блоков положение зональных ультрамафических массивов также закономерно и они, как правило, располагаются симметрично по периферии этих блоков. Классическим объектом такого рода является Тагильский блок, в котором известны два зональных массива. При этом характерна отмеченная ранее [65, 61] постоянная ассоциация зональных массивов не только с габброидами, гранитоидами (сиенитами), но также с мощными толщами вулканитов, что лишний раз подчеркивает их глубинное генетическое единство.

### МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Характерной чертой зональных ультрамафических массивов Урала является специфический спектр оруденения, представленный в дуни-тах хромитовой и платиноидной минерализацией, в клинопироксенитах и тылаитах — ванадиеносным малотитанистым магнетитом.

Хромитовая минерализация во всех случаях эпигенетическая и, как показано для Нижне-Тагильского массива, связана с процессом перекристаллизации дунитов [22]. Характерно, что при этом все хромитовые концентрации приурочены к центральным частям массивов. В то же время все заметные (т.е. разрабатывавшиеся в начале столетия) хромитовые концентрации приурочены к наиболее эродированным массивам Каркадинскому, Верхне-Тагильскому, Верхнейвинскому, Иткульскому и Ключевскому. Типы хромитовых концентраций разнообразны: шлиры, жилки, цемент дунитовых брекчий, линзы, трубообразные тела.

При анализе платиноносности мы должны учитывать, что в подавляющем большинстве случаев платиноносность массивов оценивается лишь косвенно, по наличию или отсутствию платиноносных россыпей. Однако их образование и сохранность обусловлена совсем другими факторами. Следовательно, можно предполагать, что платиноносность двух западных поясов не может быть случайностью. Весьма интересными, с нашей точки зрения, являются вариации состава платиноидов в разных поясах — существенно платиновая в Платиноносном и осий-иридиевая — в осмиеносном. Значительные колебания состава платиноидов в массивах Платиноносного пояса [12] в отношении содержания осмистого иридия, видимо, обусловлены условиями становления самих массивов, например, степенью фракционирования элементов в процессе перекристаллизации дунитов, степенью ассимиляции вещества вмещающих пород, а также разной эродированностью массивов.

Титаномагнетитовая минерализация приурочена к крупным слабо эродированным зональным ультрамафическим массивам и телам, у которых сохранилась клинопироксенитовая оболочка. Причина неравномерного распределения таких концентраций по массивам обусловлена, по нашему мнению [21], образованием клинопироксенитов в результате контактового метаморфизма и магнезиального метасоматоза вулканитов с повышенным содержанием железа и титана в условиях малых глубин и высокоокислительной обстановки, что приводило к выпадению железа, главным образом, в виде магнетита.

Редкость подобных сочетаний — крупных дунитовых интрузий, могущих дать мощный контактовый ореол, и вулканитов с повышенным содержанием железа и титана — объясняет редкость крупных концентраций подобного типа. При интенсивной ассимиляции магнетитосодержащих пироксенитов дунитами, последние также могут содержать его концентрации (Качканар, Висимское). При попадании таких тел, массивов и фрагментов в тела более поздних габброидов они образуют в них слабо (Висимское месторождение) или весьма сильно перекристаллизованные амфиболитизированные, фельдшпатизированные и перекристаллизованные ксенолиты (Первоуральское).

Металлогения отдельных поясов различна. В Суроямском поясе известно стандартное титаномагнетитовое оруденение.

Для Платиноносного пояса характерны все виды минерализации: слабая хромитовая с максимальным обилием в наиболее эродированном Каркадинском массиве, платиноидная, связанная со всеми массивами пояса, но особенно широко с наиболее крупными дунитовыми массивами пояса. Титаномагнетитовые оруденение в пироксенитах, тылаитах и оливинитах характерно для большинства массивов. Заметные концентрации известны в Конжаковском, Косьвинском, Качканарском, Ревдинском и Баранчинских массивах. Лицо пояса определяет платиноидная и титаномагнетитовая минерализация.

В Осмиеносном поясе практически отсутствует титаномагнетитовая минерализация, что может быть связано с ограниченным развитием пироксенитов, но широко развиты хромиты, разрабатывающиеся в трех наиболее эродированных массивах пояса. Характерна обнаруженная в двух средних массивах пояса осмий-иридиевая минерализация [12, 20].

Для Пийского пояса характерна слабая титаномагнетитовая минерализация в клинопироксенитах и горнблендитах. Угусский пояс характеризуется мелкими проявлениями титаномагнетита в пироксенитах и слабым хромитовым оруденением, наиболее заметным в Иткульском массиве. Для Ключевского пояса характерно титаномагнетитовое оруденение Маюровского массива и, наиболее крупное из всех зональных массивов, хромитовое в дунитах Ключевского массива.

В настоящее время можно говорить лишь о связи оруденения с эрозионным уровнем. Возможность металлогенической специализации отдельных поясов представляется пока сомнительной. Для слабо эродированных массивов и поясов наиболее характерным будет титаномагнетитовое оруденение, для сравнительно слабо эродированных платиноидная минерализация, для сильно эродированных хромитовое оруденение и осмий-иридиевая минерализация.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученный материал показывает, что Урал является провинцией с широким развитием зональных ультрамафических массивов, образующих в пределах обнаженной части геосинклинали семь поясов. Пояса приурочены к крупным тектоническим блокам, разделенным обычно поясами альпинотипных ультрамафитов. Внутри блоков зональные массивы развиты по периферии, обуславливая симметричное развитие магматизма. Зональные массивы подвергаются тектонизации, вплоть до лишения всех оболочек и размазывания, динамическому метаморфизму с образованием антигоритовых и брусит-антигоритовых серпентинитов и термическому метаморфизму в гранито-гнейсовых комплексах с преобразованием в антигориты, штабахиты талько-оливиновые и антофиллит-оливиновые породы. Для зональных массивов характерна хромитовая, титаномагнетитовая и платиноидная минерализация, зависящая от эрозионного среза массива. Для слабо

эродированных характерна титаномагнетитовая, для средне-платиноидная и для сильно эродированных хромитовая и осмий-иридиевая минерализация.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Артамонова В.А. Роль вмещающих толщ и процессов метаморфизма в формировании габброидных комплексов. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. I, Свердловск, 1963.
2. Бейли Э.Г., Блейк М.К. (мл). Офиолиты как указатели границ древних плит на примере тектоники Западной Калифорнии. - В кн.: Офиолиты в земной коре. М.: Наука, 1973.
3. Борисенко Л.Ф., Степанов И.В., Куриленко Н.М. О рудных пироксенитах Велиховского месторождения титаномагнетита на Южном Урале. - Геол. рудн. месторожд. 1974, 16, № 1.
4. Булыкин Л.Д. К петрологии дунит-клинопироксенитовых комплексов в альпинотипных гипербазитах Урала (на примере Нуралинского массива). - В кн.: Геология, минералогия и закономерности размещения нерудных полезных ископаемых, в. I, Алма-Ата, 1977.
- X 5. Варлаков А.С. Условия размещения и становления гипербазитов Урала. - В кн.: Труды Ильменского заповедн., Свердловск, 1976, в. 15.
- X 6. Варлаков А.С. История формирования Хабаровинской гипербазитовой интрузии. Свердловск, 1966.
7. Варлаков А.С., Матвеев С.И. Минеральные изменения, происходящие при процессах образования метагартсбургитов на Хабаровинском массиве. - В кн.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, Изд-во Свердл. Горн. ин-та, 1971.
8. Варлаков А.С., Темников И.А. Устьейский габбро-пироксенит-дунитовый массив (Северный Урал). - В кн.: Труды Ильменского заповедника. Свердловск, 1976, вып. 15.
9. Воробьева О.А. О некоторых особенностях геологического строения Баранчинского массива на Урале. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1946, № 5.
10. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 65.
11. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. - Тр. ГК. Нов. сер., 1913, в. 62.
12. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Ч. IV. Л, 1925.
13. Жилин И.В., Петров В.И., Селиверстов Г.Ф. Палеозойский магматизм юго-восточной части Уфимского амфитеатра (Князепетровский район). - Тр. ИГиГ УНЦ, 1972, вып. 95.
14. Жилин И.В., Фоминых В.Г., Селиверстов Г.Ф. Щелочной метасоматоз пироксенитов Суоямского гипербазитового массива на Южном Урале. - Докл. АН СССР, 1977, 283, № 2.
- X 15. Замига Ю.Н. Сахаровский габбро-пироксенит-дунитовый массив на восточном склоне Южного Урала. - В кн.: Второе Уральское петрогр. совещ. Т. 2. Свердловск, 1966.
16. Золоев К.К., Шмайна М.Я., Медведева Т.Н., Глебова З.М. Формирование Таловского массива ультраосновных пород и связанная с ним хризотил-асбестизация. - В кн.: Геология, минералогия и закономерности размещения нерудных полезных ископаемых. Вып. I, Алма-Ата, 1977.

17. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Недра, 1967, вып. 13.
18. Ефимов А.А. О геологической позиции и внутреннем строении Качкарского массива. - Ежегодник 1969 ИГиГ УФАИ. 1970.
19. Ефимов А.А. "Торячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала - Геотектоника, 1977, № 1.
20. Иванов А.А. Месторождения осмистого иридия. - Тр. ГТИ УФАИ, 1944, 6.
- X 21. Иванов О.К., Булыкин Л.Д. Эволюция состава ультраосновных зон аутигенных дифференцированных базальтоидных интрузий. - Изв. АН. Сер. геол., 1976, № 5.
22. Иванов О.К. Эволюция состава хромшпинелидов зональных ультраосновных комплексов Урала. Новосибирск, 1978.
- X 23. Иванов О.К. Высокотемпературные зональные контактовые образования дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала. - Сов.геология. 1979.
24. Кожевников К.Е. Верхне-Тагильский хромитоносный район. - Тр. ВНИИИМС, М.: Л.: ОНТИ, 1936, в. 85.
- X 25. Кожевников К.Е. Верх-Нейвинский хромитоносный район. - Тр. ВНИИИМС, М.: Л.: ОНТИ, 1936, в. 85.
26. Кориневский В.Г. Габбро-сиенитовый комплекс Казахского Урала. - В кн.: Труды Ильменского заповедника. Свердловск, 1976, вып. 15.
- X 27. Кузнецов И.Е. Геологическое строение и генезис габбро-пироксенит-дунитового массива Яллинг-Нер на Северном Урале. - Вестн. МГУ, 1971, № 4.
28. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Наука, 1964.
29. Латыш И.К. Минеральный состав и условия локализации титаномагнетитовых руд Висимского месторождения на Ср. Урале. - Тр. ГТИ УФАИ, 1960, вып. 50.
30. Лебедев П.Н. Два типа дунита в Ключевском ультраосновном массиве и связь их с хромитоносностью. - В кн.: Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М. Изд. ВИМС, 1974.
31. Лисов Н.С., Коровин Н.Ф. О возрасте и последовательности формирования интрузивных пород Краснотурьинского, Серовского и Ново-Лялинского районов. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 3, Свердловск, 1963.
32. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале. Юрьев, 1900.
33. Малышев И.И., Пантелеев П.Г. и Пэк А.В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. Л.: Изд. АН СССР, 1934.
34. Минкин Л.М. Метаморфизм. Геология Урала. 1969. Т. 12, ч. I.
35. Молдаванцев Е.П. Геологическое исследование Денежкина Камня на Северном Урале в 1923 г. - Изв. ГК, 1924, 43, № 9.
36. Молдаванцев Е.П. Геологическое исследование Денежкина Камня на Сев. Урале в 1925 г. - Изв. ГК, 1927, 46, № 2.
- X 37. Молдаванцев Е.П. Геологический очерк района Чистоп и Хой-Эква в Северном Урале. - Изв. ГК, 1927, 46, № 7.
38. Москалева С.В. О природе Баранчинской "эруптивной" брекчии. - Докл. АН 1954, т. 98, № 2.
39. Москалева С.В. О структурном положении гарцбургитовой формации Урала. - Сов. геология, 1962, № 12.

40. Москалева С.В. О гипербазитовых поясах и зонах глубинных разломов (на примере Урала). - В кн.: Глубинные разломы, М.: Недра, 1964.
41. Москалева С.В. О тектоническом положении и возрасте гипербазитов Салатимского пояса (Северный Урал). - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. П Ур. петр. сов., т. II, Свердловск, 1969.
42. Новохатский И.П., Мар'ченко Л.Г. Петрология и металлогения расслоенных интрузий Денисовской эвгеосинклинальной зоны. Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Тезисы докл. VIII Всес. металл. сов., т. 1, Свердловск, 1976.
43. Падалка Г.А. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1925-1926 гг. во II Вагранской даче на Северном Урале. - Изв. ГК, 1928, 47, № 2.
44. Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечухин В.М., Перфильев А.С., Пучков В.Н. Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала м-ба 1:1 000 000. М.: Наука, 1977.
45. Прямоносов П.С. Титаномагнетитовое оруденение Амамбайской зоны на Ю. Урале. - В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. Тезисы докл. VIII Всес. металл. сов. Свердловск, 1974.
46. Решитько В.А. Геологическое строение Качканарского габбро-перидотитового массива на Среднем Урале. - В кн.: Матер. I науч. конф. аспирантов. Изд. Ростовск. ун-та, 1959.
47. Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Юралинского массива на Южном Урале. - В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965.
48. Свешникова Е.В. Структура Кумбинского габброидного массива (Северный Урал). - Тр. ИГЕМ, 1961, вып. 41.
49. Геологическая карта Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала м-ба 1:1 000 000. Соболев И.Д. ред. Свердловск, 1966.
50. Геологическая карта Северного, Среднего и восточной части Южного Урала м-ба 1:200 000. Соболев И.Д. Ред. Свердловск, 1966.
51. Токарев И.Ф. Дунито-пироксенитовый массив Уктусских гор. ЗУОЛЕ 1922, т. 38, вып. 1.
52. Фоминых В.Г. Первоуральское титаномагнетитовое месторождение. Путеводитель Свердл. экскурс. Первое Ур. петр. сов., Свердловск, 1961.
53. Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С., Макаров В.А. Пироксениты Качканара. Изд-во УФАН, Свердловск, 1967.
54. Фоминых В.Г., Клевцов Е.И. Метаморфизм титаномагнетитов Мауровского месторождения. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, т. V.
55. Фоминых В.Г., Латыш И.К., Шилов В.А. Ревдинский массив и его титаномагнетитовые руды. - Тр. ИГиГ УНЦ 1974, вып. III.
56. Фредерикс Г.Ф. О газе в скважине Тагильского дунитового массива. - Геол. Вестник, 1926, № 1-3.
57. Хаин В.Е., Ломизэ М.Г., Зоненшайн Л.Н. Альпинотипные гипербазиты материков (структурное положение и возраст). - В кн.: Офиолиты в земной коре. М.: Наука, 1973.
58. Царицын Е.П., Чашухин И.С. Исследование контакта дунитов с гарцбургитами на Хабаровинском гипербазитовом массиве. - Ежегодник 1971 ИГиГ УНЦ, 1972.

59. Парицын Е.П. Состав хромшпинелидов в различных типах гипербазитов как индикатор условий их образования. Свердловск, 1974.
60. Шарыпов А.С. О геологической структуре дунитов Ключевского массива. Свердловск, 1966.
61. Штейнберг Д.С. Интрузивные формации. - В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1969, т. 12, ч. 1.
62. Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г. Титаномагнетиты изверженных пород Урала и связанные с ними титаномагнетитовые месторождения. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963.
- X 63. Штейнберг Д.С., Малахов И.А. Сравнительная петрохимическая характеристика различных типов магматических горных пород ряда дунит-гарцбургит на Урале. - Тр. ИГ УФАИ 1965, вып. 70.
64. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977.
65. Штрейс Н.А. Стратиграфия и тектоника Зеленокаменной полосы Среднего Урала. - В кн.: Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1951. т. III.
66. Willie P.J. ed. Ultramafic and related rocks. N.Y., 1967.

## СОДЕРЖАНИЕ

П.П. Смолин. Стехиометрическая система и петрохимия магматитов . . . . .	3
В.И. Коваленко, П.В. Коваль, В.С. Антипин, В.М. Якимов. Проблемы потенциальной рудоносности магматических пород зон тектоно-магматической активизации (на примере мезозоя западной части Монголо-Охотского пояса) . . . . .	68
П.В. Коваль, В.М. Якимов, В.И. Коваленко, В.А. Найгебауэр. Очерк петрохимии мезозойских интрузий Монголии . . . . .	133
М.Г. Руб, Н.Г. Гладков, В.А. Павлов. Петрологические особенности оловоносных и вольфрамоносных гранитоидов . . . . .	160
Е.В. Негрей, А.Н. Леонтьев. Геологическое строение и петрология Эспинского интрузива рудоносных щелочных гранитов . . . . .	184
В.И. Гоньшакова. Специфика петрологии кимберлитовых пород	219
И.К. Пятенко, Л.Г. Сапрыкина. Петрологические особенности щелочных базальтоидов и вулканических карбонатитов Русской платформы . . . . .	233
Е.Д. Андреева. Условия концентрации фосфора в породах некоторых формаций Кузнецко-Минусинской провинции . . . . .	256
А.Г. Владимиров, П.В. Ермолов, В.С. Кузубный, А.И. Кузнецова. Петрология пикрит-диабазовой формации Зайсанской складчатой системы . . . . .	263
М.К. Суханов, Е.А. Панских. Геологическое строение, петрология и рудоносность Каларского анортозитового массива (Восточное Забайкалье) . . . . .	289
И.В. Гордиенко. Эволюция палеозойского магматизма Саяно-Байкальской горной области и сопредельных территорий . . . . .	310
О.К. Иванов. Зональные ультрамафические массивы Среднего Урала	326

УДК 552.23+552.26

Стехиометрическая система и петрохимия магматитов. Смолин П.П. - В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Химизм магматитов наиболее адекватно и наглядно отображается атомными отношениями катионов (также воды и кислорода) к кремнию (принятому за общий делитель). Атомные параметры - базисилициевый модуль  $B/Si$  (отношение суммы катионов к  $Si$ ), нормативные пироксен и полевой шпат, избытки катионов или средних составов пород варьируют в простых кратных отношениях, в совокупности образуя стехиометрическую систему магматитов ( $SS'M$ ). Наглядно выявляются чисто плутонические ("закрытая" система) базальные, с вариацией оснований, и вулканические ("открытая" система) радикальные, с вариацией  $Si$  ряды дифференциации магматитов.

Ил. 5. Табл. 11. Библ. 44 назв.

УДК 553.4:550.4 + 553.4 : 552

Проблемы потенциальной рудоносности магматических пород зон тектоно-магматической активизации (на примере мезозоя западной части Монголо-Охотского пояса). Коваленко В.И., Коваль П.В., Антипин В.С., Якимов В.М. - В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Выявлены генетические и пространственные связи некоторых рудных месторождений с магматическими породами зон активизации (на примере мезозоя МНР), разработаны эмпирические критерии потенциальной рудоносности таких пород, обоснованные теоретическим анализом коэффициентов распределения рудных элементов в кристаллизующихся магмах. Охарактеризованы проявления и месторождения редких элементов, вольфрама и золота на территории МНР, их классификация, а также потенциально рудоносные магматические породы, которые разделены на геохимические типы; показаны пространственные связи магматических пород различных геохимических типов и различных рудных месторождений.

Ил. 3, табл. 6, библ. 87 назв.

УДК 551.1:543.6(519.3)

Очерк петрохимии мезозойских интрузий Монголии. Коваль П.В., Якимов В.М., Коваленко В.И., Найгебауэр В.А. - В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Статически рассчитаны средневзвешенные составы (с.с.) мезозойских интрузивных пород МНР. Они в целом приближаются к среднему составу гранита всех периодов по Р. Дэли. С.с. массивов габбро-диоритового типа ближе всего к составу кварцевого габбро, с.с. массивов гранодиорит-гранитного типа занимает промежуточное положение между средними составами гранодиорита и известково-щелочного гранита, с.с. стандартных гранитов близок к среднему составу липарита, а литий-фтористых гранитов - к среднему составу аляскиита по Дэли. В среднем мезозойские интрузии имеют более "гранитный" состав не только по сравнению с континентальной земной корой и ее "гранитным" слоем, но и по сравнению с континентальными магматическими породами и гранитоидами. Рис. 4, табл. 2, библ. 18 назв.

Петрохимические особенности оловоносных и вольфрамоносных гранитоидов. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А. — В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

На основании имеющихся геологических, петрографических и петрогеохимических материалов выделяются два генетических типа рудоносных гранитоидов, связанных с разноглубинными источниками. Каждый из выделенных типов гранитоидов наряду с общими чертами обладает рядом характерных петрогеохимических особенностей. Показано, что характер дифференциации не зависит от генетического типа гранитоидов. В рудоносных гранитоидах и вулканоплутонических ассоциациях обоих генетических типов широко проявлены процессы дифференциации, в том числе и эманационной.

Ил. 2. Табл. 3. Библ. 7 назв.

Геологическое строение и петрология Эспинского интрузива рудоносных щелочных гранитов. Негрей Е.В., Леонтьев А.Н. — В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Данными детальных петрологических исследований подтверждена магматическая природа и многоэтапность формирования Эспинского интрузива, долгое время считавшегося эталоном апогранитов. Показан непрерывный переход от гиперсольвусных гранитов к низкотемпературным дифференцированным фациям приапикальных участков купола с аномальным геохимическим фоном. Рассматривается соотношение агпайтовых и плюмазитовых фаций. По щелочным амфиболам датирован нижнепермский возраст интрузива. Сделан вывод о происхождении оруденения из компактной порции концентрированного интрателлурического флюида при участии процессов фазового расслоения расплава.

Ил. 10. Табл. 3. Библ. 21 назв.

Специфика петрологии кимберлитовых пород. Гоньшакова В.И. — В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

На основании новейших материалов по размещению кимберлитов в структурах древних платформ, в частности Восточно-Европейской и Сибирской платформ, делается вывод о ведущей роли в размещении первоисточников алмазов рифтогенных структур (грабенов, авлакогенов), а также глубинных разломов I и II порядков. Главными эпохами проявления кимберлитового магматизма являются: докембрийская, среднепалеозойская, раннемезозойская, верхнемезозойская. Главным признаком, отличающим кимберлиты от других ультрабазитов, служит их аксессуарный минеральный состав, и в первую очередь наличие алмаза, пироба и (или) альмандин-пироба, пикроильменита, хромдиоксида и хромшпинелидов, иногда циркона, апатита. Существенной особенностью кимберлитовых пород является также их геохимическая особенность.

ческая специфика – повышенное, сравнительно с нормальными ультра-базитами, содержание ряда малых и редких элементов – стронция, бария, редкоземельных элементов, циркония, ниобия, тория, урана и заметно повышенное содержание летучих компонентов.

Ил. 25. Библ. 31 назв.

УДК 552.333.5

Петрологические особенности щелочных базальтоидов и вулканических карбонатитов Русской платформы. Пятенко И.К., Сапрыкина Л.Г. – В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1980 г.

Приведены новые данные по геологии контозерской серии на Кольском полуострове и показано, что появляющиеся на заключительной стадии формирования серии вулканические карбонатиты по геолого-петрографическим и петрохимическим особенностям тесно связаны с щелочными бесполовшпатовыми базальтоидами. В отличие от вулканических карбонатитов Восточной Африки они обогащены силикатной составляющей, сравнительно кремненасыщенной и более лейкократовой.

Химизм щелочных базальтоидов контозерской серии и других серий юга Русской платформы (покрово-киреевской и припятской) свидетельствует, что они гетерогенны по способу образования, но тесно генетически связаны с щелочным базальтовым вулканизмом. Появление ассоциации щелочных базальтоидов и карбонатитов в этих сериях сопровождается увеличением щелочности и меланократовости пород и роли флюидной фазы, что, как предполагается, может быть обусловлено углублением очага на заключительных этапах базальтового вулканизма.

Ил. 7. Табл. 3. Библ. 27 назв.

УДК 553.641(205)

Условия концентрации фосфора в породах некоторых формаций Кузнецко-Минусинской провинции. Андреева Е.Д. – В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

В статье рассматривается характер распределения фосфора в породах различных базитовых формаций в пределах Кузнецко-Минусинской провинции. Выявлены различные факторы, влияющие на концентрацию фосфора и апатита в породах отдельных серий и формаций. Потенциально перспективными считаются девонские формации габбро-сиенит-трахибазальтовая и щелочно-габброидная – базальтоидная.

Ил. 1. Библ. 12 назв.

УДК 552.11 + 552.326

Петрология пикрит-диабазовой формации Зайсанской складчатой системы. Владимиров А.Г., Ермолов П.В., Кузубный В.С., Кузнецова А.И. – В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Впервые в пределах Зайсанской складчатой системы выявлен ареал интрузивов пикрит-диабазовой формации (максутский комплекс). Формирование максутского комплекса связано с последовательным антидромным внедрением все более магнезиальных самостоятельных расплавов, состав которых менялся от субщелочных базальтов (ранние

интрузивные фазы) до пикритов (завершающий этап магматизма). В процессе подъема на поверхность пикритовая магма испытывала кристаллизационное фракционирование, главным образом, за счет гравитационной отсадки оливина, что привело к образованию дифференцированного ряда пикрит-диабазов. Для базальтовых расплавов роль кристаллизационной дифференциации была незначительна. Генетическая связь между базальтовыми и пикритовыми расплавами возможна в том случае, если щелочные базальты являлись более ранними жидкостями, а пикриты — более поздними, образовавшимися в результате последовательного селективного плавления мантийного субстрата в условиях прогрессивного повышения температуры. В работе использованы 36 анализов пород и 45 анализов породообразующих минералов.

Ил. 6. Табл. 11. Библ. 23 назв.

УДК 552.321.5(573.61):553.061.2

Геологическое строение, петрология и рудоносность Каларского анортозитового массива (Восточное Забайкалье). Суханов М.К., Панских Е.А. — В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Предложена новая схема строения Каларского массива, основанная на закономерностях чередования лейкократовых и меланократовых пород. Первичное зональное строение массива выражается в существовании двух различных по составу фаций: центральной, сложенной собственно анортозитами, и краевой, обогащенной меланократовыми породами, что сближает Каларский массив со многими автономными докембрийскими комплексами, и имеет значение для оценки его рудоносности, так как позволяет установить закономерности локализации апатит-ильменит-титаномagnetитовых руд, которые приурочены к краевой фации. Сами анортозиты при наличии других благоприятных факторов могут рассматриваться как сырье для получения глинозема.

Ил. 2. Табл. 2. Библ. 27 назв.

УДК 552.2 + 552.31 + 551.2

Эволюция палеозойского магматизма Саяно-Байкальской горной области и сопредельных территорий. Гордиенко И.В. — В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Показано, что в палеозойской истории геологического развития описываемого региона огромную роль играли магматические процессы. На основе изучения вещественного состава и геологоструктурного положения вулканических и plutонических комплексов пород произведено их расчленение, дана классификация магматических формаций и прослежена эволюция магматизма в пространстве и во времени. В пределах изученного региона палеозойский магматизм проявился в эпоху формирования раннепалеозойской (нижнепалеозойской) геосинклинальной области и во время развития автономных областей тектоно-магматической активизации в среднем и верхнем палеозое. Общая направленность эволюции магматизма в нижнепалеозойской геосинклинальной области характеризуется сменой симатического магматизма сиалическим. Однако для областей тектоно-магматической активизации такая последовательность нарушается и часто имеет обратную, антидромную тенденцию.

Табл. 2. Библ. 19 назв.

Зональные ультрамафические массивы Среднего Урала. Иванов О.К. — В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1980.

Кратко описываются известные и вновь диагностированные (свыше 20) зональные ультрамафические тылаит-пироксенит-дунитовые массивы Среднего Урала, диагностированные на основании указываемых критериев. Они объединены в семь поясов длиной 140–900 км, расположенных по всей ширине обнаженной геосинклинальной части Среднего Урала (с запада на восток): Суроямский, Платиноносный, Осмиеносный, Пийский, Уктусский, Ключевской и Челябинский. Обычно зональные массивы изолированы от альпинотипных ультрамафитов за исключением отдельных случаев, где такое совмещение обусловлено тектоническим сближением, более поздним образованием зональных массивов или протрузивным прорыванием их альпинотипными ультрамафитами. Выделенные пояса несут титаномагнетитовую (Суроямский, Пийский), хромитовую (Осмиеносный) минерализацию. К слабо эродированным массивам приурочена титаномагнетитовая, к среднеэродированным — платиноидная и к сильноэродированным — хромитовая и осмий-иридиевая минерализации.

Ил. 5. Библ. 37 назв.

**ПЕТРОЛОГИЯ И ПЕТРОХИМИЯ  
РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ**

*Утверждено к печати*

*Петрографическим комитетом ОДГГ АН СССР*

Редактор *М.Ю. Хотин*

Редактор издательства *О.А. Харнас*

Художественный редактор *С.А. Литвак*

Технические редакторы *Н.М. Петракова, Н.М. Бузова*

Корректор *Г.Б. Шишкова*

ИБ № 21440

Подписано к печати 24.12.80. Т — 19353

Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печ.л. 22,5+0,4 вкл. Уч.-изд.л. 26,2

Тираж 750 экз. Тип. зак. 1832. Цена 4 руб.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,

Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени

1-я типография издательства "Наука",

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

4 руб.

3440