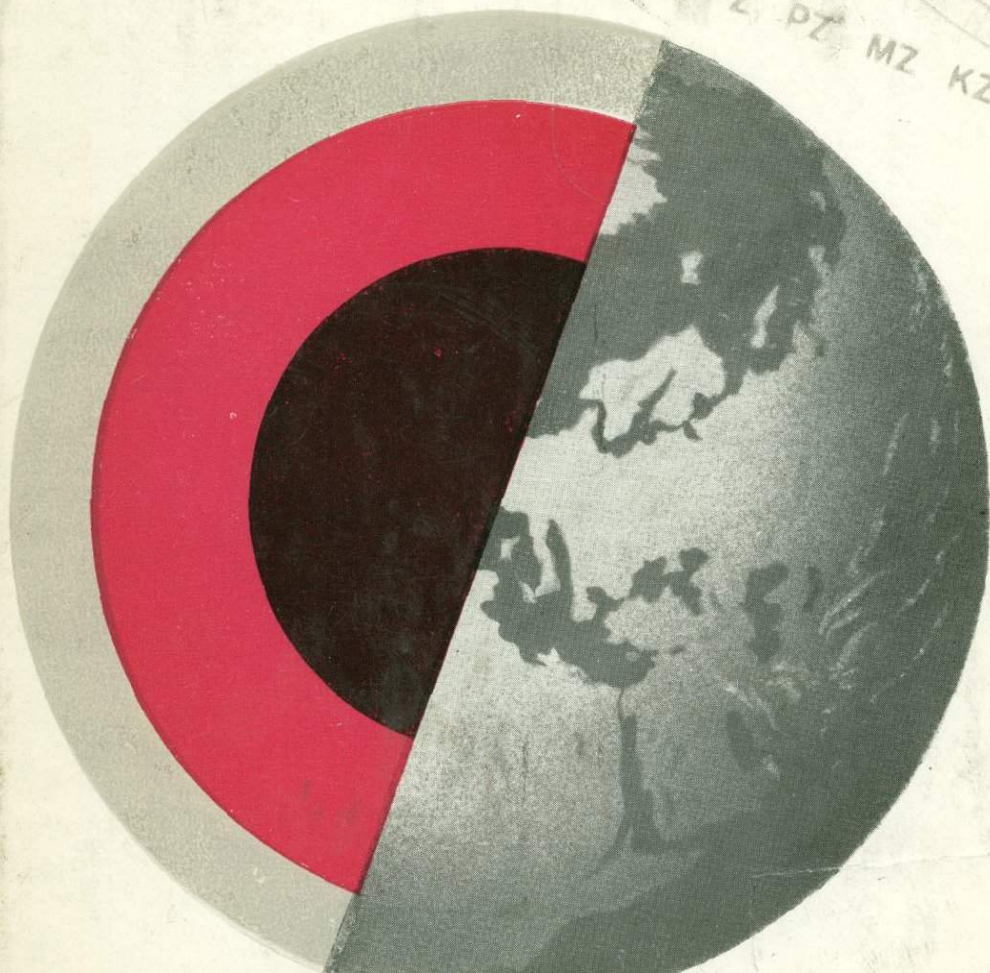
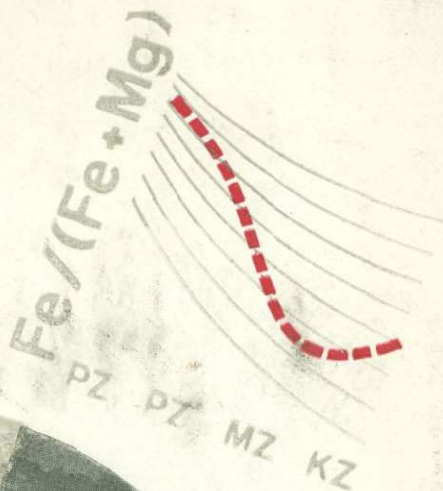


И. И. АБРАМОВИЧ
И. Г. КЛУШИН

Петрохимия и глубинное строение ЗЕМЛИ



Математическое моделирование аккумуляции масс, тепла и напряжений в зонах конвергенции плит приводит к эмпирическим закономерностям классической геологии и способствует пониманию причин наблюдаемого разнообразия геосинклинально-орогенных зон.

Интенсивность и экстенсивность вулканической деятельности в современных островных дугах определяются скоростью конвергенции плит и реологическими свойствами мантии.

Глобальный разогрев мантии на границе палеозоя и мезозоя сопровождался массовым выплавлением базальтов с экстремально низкой железистостью.

Данные космической гравиметрии позволяют понять, почему разнотипные магматические комплексы Центральной и Западной Европы отличаются повышенной основностью по сравнению с аналогичными образованиями Центральной Азии.

И. И. АБРАМОВИЧ
И. Г. КЛУШИН



Петрохимия и глубинное строение ЗЕМЛИ

2721



ЛЕНИНГРАД
„НЕДРА“

ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1978



Абрамович И. И.,
Клушин И. Г.

**ПЕТРОХИМИЯ
И ГЛУБИННОЕ
СТРОЕНИЕ
ЗЕМЛИ.**

Л., Недра, 1978. 375 с.

В книге рассматривается широкий спектр петрологических вопросов с позиций новой глобальной тектоники. К их решению авторы подходят, сочетая чисто теоретическое конструирование формализованных моделей геологических процессов с эмпирическим обобщением огромного фактического материала. В глобальном масштабе синтезированы сведения о составе и особенностях глубинного строения свыше 1000 магматических ареалов. Учитываемый при этом петрохимический фонд исчисляется более чем 30 000 полных химических анализов. Для характеристики строения коры и мантии наряду с традиционными геофизическими данными широко привлекаются новые для геологии параметры (деформированность поверхности Мохо, аномальный геопотенциал, вертикальная компонента недипольной недрейфующей составляющей геомагнитного поля и др.).

Книга иллюстрирует плодотворность идей плитной тектоники для решения классических проблем петрологии. Методическое значение работы определяется обоснованием и иллюстрацией тесных корреляционных связей между составом изверженных пород и характеристиками физического состояния глубин не только в зонах современного взаимодействия литосферных плит, но и в древних складчатых областях. Это открывает новые возможности для геодинамических реконструкций регионов.

Книга представляет интерес для широкого круга специалистов: петрологов, тектонистов, геофизиков.

Табл. 74, ил. 81, список лит. 233 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

К концу 60-х годов оформились предпосылки для существенного уточнения представлений о строении, составе и закономерностях развития верхних оболочек нашей планеты. В настоящее время этому способствует прежде всего продолжающееся с нарастающим темпом накопление сведений о составе изверженных горных пород. Петрохимический фонд, на который могут опираться геологи, исчисляется сегодня многими сотнями тысяч аналитических определений. Первостепенное значение имеют также пополнение и систематизация сейсмологических, гравиметрических, геотермических и других данных, что проводится и в рамках международных проектов. Особо следует упомянуть о постоянно уточняемых траекторных спутниковых измерениях гравитационного потенциала, позволяющего судить о плотностных неоднородностях мантии.

Мощным стимулом развития геологической мысли стала концепция новой глобальной тектоники, заставившая иными глазами взглянуть на многие хорошо известные закономерности строения литосферы. Наконец, нельзя не отметить становление «индустрии интеллекта» — современных быстродействующих средств обработки больших объемов информации. Все это вместе взятое стимулировало авторов предпринять обобщение петрохимического и геофизического материала. Основу работы составляет анализ связи состава магматических образований с особенностями глубинного строения территории, что позволяет наметить, а во многих случаях и количественно оценить вариации состава продуктов

мантийного и корового магматизма в пространственно-временных координатах. Статистическая обработка эмпирических данных сочетается с дедуктивными построениями, опирающимися на формализованные модели петрогенетических процессов.

В первой части монографии систематизирован и проанализирован материал, относящийся к вулканизму современных островных дуг и родственных им структур. Наблюдаемое соотношение состава вулканических излияний с термодинамической обстановкой в зонах субдукции служит ключом к пониманию той ситуации, которая фиксируется ныне в складчатых областях, где распространены продукты магматической активности отдаленного геологического прошлого.

Вторая часть книги посвящена рассмотрению важнейших разновидностей магматических образований в складчатых областях фанерозоя и отчасти докембрия. Влияние метаморфических преобразований изверженных пород оценивается на примере амфиболитовых комплексов.

В третьей части анализируется материал, относящийся к магматизму платформенных структур.

Заключение синтезирует сведения о главных тенденциях направленного развития магматизма на протяжении геологической истории и тех особенностях его состава, которые вытекают из представлений о конвективном перемещении мантийных масс и взаимодействии литосферных плит.

Вся математическая обработка эмпирических данных осуществлялась на БЭСМ-4 и «Минск-32» в Информационно-вычислительном центре ВСЕГЕИ по алгоритмам и программам, составленным Л. Н. Дуденко и В. И. Мишиным. Соавтором главы IX является Р. К. Григайтис, главы XI — М. П. Орлова.

ВВЕДЕНИЕ

МЕТОДЫ СБОРА, СИСТЕМАТИЗАЦИИ И АНАЛИЗА ЭМПИРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ
ИНФОРМАЦИЯ

Характер стоявшей перед авторами задачи требовал с максимальной полнотой учитывать имеющуюся петрохимическую информацию. При этом надежность исходных химических анализов контролировалась не столько стандартным требованием близости к 100% суммы концентраций компонентов, сколько статистическим критерием, что дало возможность отбрасывать некоторые экстремальные определения каждого из окислов. Систематизация и последующее осреднение большого числа аналитических определений позволяли с удовлетворительной точностью оценивать необходимые параметры распределений, а также в значительной мере минимизировать возможные систематические расхождения между данными различных лабораторий.

Характером решаемых задач определялся также отказ от многих традиционных приемов преобразования исходных петрохимических данных: всевозможных пересчетов на модалные петрографические составы, неременного приведения к 100% безводного остатка, замены весовых процентов на атомные или молекулярные, исключения так называемой «ложной» корреляции и т. д. В ряде случаев, конечно, некоторые из такого рода процедур оказывались необходимыми, что диктовалось обеспечением сопоставимости эмпирических данных и (или) соответствия их результатам модельных построений.

В основе систематизации химических анализов лежит их группировка по магматическим ареалам. В разных задачах в качестве ареала выступают

различные объекты: отдельные интрузивные массивы, части особо крупных массивов, совокупности сближенных в пространстве интрузий (например, гипербазитовые пояса), вулканы и группы вулканов, области распространения вулканогенных толщ определенного возраста (свит, серий), части таких областей при существенной латеральной изменчивости состава пород и т. д. Во всех случаях, однако, в один ареал объединялись только близкие по возрасту образования, т. е. такие, которые при геологическом картировании включаются в состав единого магматического комплекса. Все характеристики комплексов и результаты геофизических измерений в пределах соответствующего ареала так или иначе осреднялись, и в дальнейшем ареал рассматривался как точка в многомерном признаковом пространстве.

Для учета относительной распространенности главных разновидностей пород в пределах магматического ареала использовались оценки, базирующиеся на результатах геологического картирования. Чаще, однако, для этой цели привлекались эмпирические распределения пород по содержанию в них кремнезема. Для выделения главных петрохимических типов пород оказалось удобным использовать следующие градации содержания SiO_2 : ультраосновной тип <45, основной 45—55, средний 56—61, умеренно кислый 62—67, кислый 68—75, ультракислый >75%. Многолетний опыт авторов показывает, что при изучении достаточно широкого класса магматических серий такой способ не намного уступает по точности обычно практикуемой планиметрии геологических карт. Аналогичным образом поступал Ф. Чейз, оценивавший относительную распространенность трахиандезитов на островах Тихого океана. Хорошую проверку надежности этот подход получил в работах Э. П. Изюха [37] и ряда других геологов.

Понятно, что пропорциональность между количеством анализов и площадной распространенностью отдельных членов магматических ассоциаций может существенно нарушаться в тех районах, где особое внимание уделялось рудо-вещающим и рудоконтролирующим разновидностям пород, а также при опробовании сложно дифференцированных комплексов, в которых встречаются экзотические разновидности пород, неизменно вызывающие повышенный интерес петрографов. Во всех этих ситуациях для оценки распространенности пород использовалась непосредственно геологическая карта. Наконец, описываемый способ оказался неприемлемым при характеристике ультраосновных и ультраосновных-щелочных комплексов, в которых дифференциация по содержанию кремнезема не отвечает главной тенденции изменчивости состава пород. В этом случае осреднение петрохимических данных проводилось по петрографическим разновидностям пород.

Оценки относительной распространенности главных петрохимических типов использовались для получения характеристики Δ — отклонения от преобладающего типа (например, разность между распространенностью ультраосновных и суммарной распространенностью средних, умеренно кислых, кислых и ультракислых типов при характеристике эвгеосинклиналиного вулканизма, в продуктах которого обычно преобладают базальтоиды). Кроме того, вычислялось среднее содержание кремнезема в магматическом ареале $\overline{\text{SiO}_2}$, в породах базитовой ($\overline{\text{SiO}_2}_b$) и салитовой ($\overline{\text{SiO}_2}_c$) групп (эти группы выделяются с учетом эмпирических распределений SiO_2 так, как это практиковалось, в частности, в работах А. Ф. Белоусова [7, 8]).

Столь большое количество характеристик, в той или иной форме учитывающих содержание в породах кремнезема, оправдывается возможностью выделять таким путем и количественно оценивать от 30 до 70% суммарной дисперсии состава пород. Для анализа остальной части дисперсии очень важно было выбрать такие петрохимические показатели, которые в минимальной мере отражали бы вариации состава пород, уже учтенные с помощью индикаторов основности — кислотности, а также такие вариации, которые по тем или иным причинам оказались несущественными для предпринятого исследования (в частности, петрохимические тренды, обусловленные внутрикамерной и интрателлурической дифференциацией, отчасти ассимиляцией и гибридным).

Для изучения зависимости состава магматических образований от особенностей строения глубин нецелесообразно оперировать средними содержаниями большинства петрогенных элементов в магматическом ареале, поскольку на их оценку чрезвычайно сильное влияние оказывает точность определения относительной распространенности главных петрохимических типов. По этим же причинам были неприемлемы средние составы породных групп, вычисляемые по методике А. Ф. Белоусова. Нами использовались составы пород, отвечающие одному или нескольким строго фиксированным содержаниям кремнезема. Понятно, что для непосредственного получения достаточно надежной оценки таких составов требуется слишком большое количество вполне определенных анализов. По этой причине фиксированные по содержанию кремнезема составы вычислялись по всей совокупности исходных данных, относящихся к единому ареалу, с помощью обычных регрессионных процедур.

Наряду с содержаниями окислов петрогенных элементов, а иногда, вместо некоторых из них использовались производные характеристики, также приведенные к фиксированному содержанию кремнезема. При этом авторы сознательно ограничились теми показателями, вариации которых допускают четкую содержательную интерпретацию, т. е. определяются конструктивными петрогенетическими моделями: Fe — суммарное содержание железа в пересчете на FeO (вес. %) — весьма важный индикатор избытка — недостатка масс, состава плавящегося субстрата и отчасти условий магнеобразования; Fe_2O_3/Fe — окисленность железа, зависящая прежде всего от типа исходного расплава (содержания щелочей [43, 105] и парциального давления кислорода [188]), в меньшей мере от постагматических преобразований, на чем основано использование этого параметра для фациального анализа; $Fe/(Fe + Mg)$ — железистость пород — важный индикатор pT -условий выплавления магм, состава исходного субстрата и отчасти парциального давления кислорода [186]; TiO_2/Fe — титан-железное отношение — чуткий индикатор pT -условий выплавления базальтоидных магм, в отличие от показателя TiO_2 в меньшей мере зависит от колебаний содержания железа в магме.

Выбор того или иного сочетания петрохимических характеристик в каждой конкретной ситуации целиком определялся содержательной стороной решаемой задачи.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНОВ

Характеристика глубинного строения областей распространения магматических пород формируется с учетом ряда требований и ограничений [40, 50]. Во-первых, предусматривается охват разных аспектов строения и физического

состояния коры и мантии Земли, что в свою очередь требует обращения к различным исходным данным (сейсмическим, гравитационным, геотермическим и др.). Во-вторых, учитывается специфика геологической обстановки, определяемая совокупностью рассматриваемых ареалов, что заставляет использовать специализированные параметры, полезные при изучении данной ассоциации изверженных пород и не интересные для других ассоциаций. В-третьих, обеспечивается необходимая общность наборов геофизических переменных в разных матрицах, что гарантирует сопоставимость результатов, полученных для разнотипных магматических образований. В числе ограничений главными являются доступность и полнота исходных данных. Второстепенные ограничения связаны с определением разумных пропорций между группами параметров, отражающих отдельные стороны глубинной геофизической характеристики, равно как и между наборами геофизических, геологических и петрохимических параметров. Таким образом, геофизическая характеристика регионов включает ограниченное число параметров, не остающееся постоянным на разных стадиях обработки данных. Из десятков параметров, учитываемых в начальной стадии, в результате последовательного сокращения (свертки сходных по смыслу параметров и исключения дублирования) сохраняются 8—10 наиболее информативных.

Полная группа геофизических параметров учитывает особенности сейсмических разрезов литосферы, сейсмологическое описание глубинных частей мантии, гравитационную характеристику аномальных масс, электромагнитное и тепловое поле в пределах тектоно-магматических зон.

Основным источником сведений о глубинном строении территорий являются сейсмические разрезы и основанные на них карты. В число постоянно учитываемых параметров, которые характеризуют мощность земной коры, ее консолидированность и степень деформированности, входят: H — глубина границы Мохоровичича (Мохо), определяемая от уровня моря; \bar{v} — средняя скорость продольных волн в толще пород коры; $\Delta H/\Delta x$ — средний наклон поверхности Мохо (безразмерная величина, вычисляемая по модулю приращения ΔH глубины на интервале Δx , в зависимости от детальности исходных данных расстояние Δx составляет 30—50 км). Параметр $\Delta H/\Delta x$, применяемый авторами при комплексной интерпретации геолого-геофизических данных, существенно дополняет сведения, доставляемые оценками глубины границы Мохо и некоторых других границ в литосфере. Опыт региональных исследований показывает, что картирование функции $\Delta H/\Delta x$ на основе сейсмических разрезов и физических полей столь же доступно, как и построение карт глубины поверхности Мохо.

Разрезы коры, построенные по данным глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), и обобщенные скоростные колонки, вычисленные по материалам изучения землетрясений и искусственных взрывов, содержат сведения о параметре v_M — граничной скорости распространения продольных волн вдоль поверхности Мохо. В тех случаях, когда отсутствуют сведения о вариациях иных сейсмических (сейсмологических) параметров мантии, скорость v_M остается единственным сейсмическим индикатором больших глубин.

Для характеристики строения и физического состояния мантии на глубине нескольких сотен километров использованы сейсмологические материалы, учитываемые в двух основных аспектах: динамическом и структурном. Особен-

ности динамического режима современных островных дуг описаны с помощью многочисленных показателей, определяющих различия отдельных сегментов по энергии землетрясений, глубине расположения очагов, геометрии сейсмофокальных поверхностей и т. п. Будучи весьма важными для понимания современных петрогенетических процессов, эти показатели непригодны для получения интересных содержательных результатов при сравнении глубинных условий в зонах более древних магматических проявлений.

Вертикальное распределение в мантии скорости распространения сейсмических волн принято во внимание при анализе материалов, относящихся к совокупностям эвгеосинклинальных вулканитов. Этому способствовало благоприятное обстоятельство — наличие сейсмических колонок мантии для многих складчатых областей мира. Значительная часть платформенных структур, в пределах которых развиты трапловые серии и комплексы щелочных-ультраосновных пород, как правило, не освещены детальными сейсмологическими исследованиями. В равной мере это относится и к ареалам метабазитов. Поэтому сейсмологическая характеристика мантии учитывается при рассмотрении лишь части магматических ассоциаций.

Гравитационная характеристика коры и мантии Земли основана на использовании серии параметров, часть из которых ранее не применялась в практике региональных геолого-геофизических исследований. Традиционные индикаторы плотностной неоднородности Земли — аномалии силы тяжести в редукциях Буге Δg_B , Фая Δg_F и изостатической $\Delta g_{из}$ — определены преимущественно по мелко-масштабным гравитационным картам. Аномалии Буге отвечают стандартному значению плотности промежуточного слоя ($2,67 \text{ г/см}^3$); когда использовались карты с другой плотностью, в численные оценки вводились необходимые поправки. Хорошо известно, что аномалии силы тяжести отражают неоднородность распределения плотности в верхней части литосферы, преимущественно до глубины 40—60 км. При сконцентрированных массах аномалия Δg_B убывает обратно пропорционально квадрату глубины расположения источников. Глубинность освещения разреза можно существенно повысить, привлекая нетрадиционные параметры: G — аномальный гравитационный потенциал; M_a — приведенную аномальную массу; $\Delta g_{Ф-К}$ — осредненные аномалии Фая, вычисленные У. Каулой по глобальному распределению G . Перечисленные параметры получают на основе траекторных спутниковых измерений или сочетания космических и наземных определений [145, 173, 179].

Теоретические и практические оценки показывают, что параметры G , M_a , $\Delta g_{Ф-К}$ реагируют на вариации плотности в интервале глубин до нескольких сотен километров. В отличие от аномалий Δg_B потенциал G обратно пропорционален не квадрату глубины расположения источников, а глубине. Величина M_a формально не зависит от глубины, поскольку представляет собой эквивалентную плотность слоя фиксированной толщины. Аномалии $\Delta g_{Ф-К}$, имея высокую степень генерализации, слабо убывают с ростом глубины источников, однако эта зависимость более заметная, чем для аномалий G . Индикаторами латеральных вариаций глубинных масс служат горизонтальные градиенты перечисленных переменных.

С учетом того, что плотность среды и скорость распространения в ней сейсмических волн зависят не только от вещественного состава, но и от термических условий, использовались различные показатели глубинного и поверх-

ностного разогрева масс. Традиционный индикатор глубинных температур — поверхностная плотность теплового потока q — включен практически во все матрицы исходных данных. Однако его полезность не во всех случаях одинакова. Наибольшее значение этот показатель имеет в условиях, когда приемлема модель стационарного распределения тепла. Для многих задач оказалось целесообразным так или иначе нормировать тепловой поток с учетом главных тенденций его изменения и рассматривать вариации вторичных величин. Соответствующие определения и пояснения приведены в главах II и IX.

Известно, что тепловой поток в верхней части литосферы недостаточно четко отражает глубинные термические условия. Латеральные вариации разогрева мантийных масс, которые выражаются изменениями температуры на сотни градусов, сильно влияют на электрическую проводимость вещества и напряженность соответствующих компонент электромагнитного поля. Последнее обстоятельство стимулировало развитие магнитотеллурических зондирований, ориентированных на изучение глубинных (100—300 км) слоев мантии. При исследовании мантии геофизики всегда стремятся изучать возможно более длиннопериодные вариации, поскольку от частоты электромагнитных колебаний зависит глубина проникновения поля. Самые медленные из анализированных вариаций имеют постоянную времени до нескольких суток, соответствующая глубина достигает примерно 600 км [13]. Регистрация наиболее длиннопериодных колебаний, однако, затруднена по техническим причинам и доступна лишь хорошо оборудованным стационарным обсерваториям. Особый интерес представляет предельный случай — инфранизкочастотные колебания, которые с некоторым приближением можно рассматривать как постоянные слагаемые современного геомагнитного поля.

Как известно, геомагнитное поле принято разделять на дипольную и недипольную составляющие. Т. Рикитаке показал, что недипольная составляющая в целом может быть связана со сложным движением электрически проводящей жидкости в ядре Земли [196]. В 1969 г. Т. Юкутаке и Х. Тачинака на основе глобального обобщения магнитных данных за три столетия, разложив поле в ряд по сферическим функциям и проанализировав коэффициенты Гаусса — Шмидта, разделили недипольную составляющую на дрейфующую (dr) и стоящую (st) части и построили карты компонент X_{dr} , Y_{dr} , Z_{dr} , X_{st} , Y_{st} и Z_{st} [233]. Амплитуда недипольной недрейфующей (т. е. стоящей) составляющей и ее компонент достигает нескольких тысяч гамм (например, Z_{st} изменяется в диапазоне $\pm 10 \cdot 10^3$ гамм). Эта работа была признана крупным вкладом в исследование геомагнитного поля, хотя ее авторы и не дали физической и геологической интерпретации составляющих. В более поздней работе (1970 г.) Т. Юкутаке также оставляет открытым вопрос о природе стоящей составляющей поля. В дальнейшем Т. Рикитаке и Ё. Хонкура высказали предположение, что стоящая и дрейфующая части недипольной составляющей порождены сильным тороидальным полем в ядре (при сочетании эффекта динамо и конвективных движений среды), отметив, однако, что у них нет уверенного объяснения физической природы стоящей составляющей поля. В настоящее время большинство геофизиков разделяют точку зрения Т. Рикитаке о природе дрейфующей составляющей геомагнитного поля, так или иначе связывая ее с процессами в ядре Земли [67]. Что касается стоящей части поля, то, насколько известно

авторам книги, в литературе до последнего времени не появлялось новых работ, посвященных обоснованию ее физической и геологической природы.

Мы рассматриваем недипольную дрейфующую составляющую исходя из того, что она наряду с основной частью, аппроксимируемой полем диполя, связана с системой токовых линий в глубинных зонах Земли, но отражает региональные отклонения электрической проводимости среды от той, которая соответствует сферически-симметричной модели. В подтверждение и развитие точки зрения Т. Рикитаке ниже показано, что для формирования и стоящей и дрейфующей составляющих поля одинаково важны изменения системы токов в ядре. Отсюда становится понятным сходство этих составляющих по спектру и амплитудам аномалий, хотя их физическая и геологическая природа совершенно различна.

С учетом самых общих физических предпосылок мы пришли к выводу, что наибольший интерес для региональных исследований может представлять компонента Z_{st} . Очевидно, что напряженность Z_{st} зависит от плотности электрических токов, циркулирующих в горизонтальном направлении (вдоль поверхностей геосфер). Отсутствие зависимости Z_{st} от дрейфа магнитного поля, т. е. от плавного смещения во времени и в пространстве системы токовых линий и сопутствующего изменения характеристик интенсивности, дает основание считать, что распределение этого параметра отражает специфику электрической проводимости глубинных зон, консервативную во времени и поэтому тесно связанную с региональной геологией.

Авторы рассматривают компоненту Z_{st} в качестве переменной, зависящей от глубинного разогрева масс и указывающей на латеральные вариации термических условий. Такая трактовка Z_{st} в целом не противоречит данным о температурах в мантии, поставляемым вулканологическими, петрохимическими и минералогическими исследованиями, о чем подробно сказано в соответствующих разделах книги. Здесь для теоретического обоснования предложенного понимания природы Z_{st} рассмотрим генерализованную зависимость электрического сопротивления от глубины и оценим возможные интервалы формирования аномалий проводимости; затем обратимся к фактическим данным о положении и форме основных аномалий Z_{st} , что необходимо учесть при модельном подходе к явлению; далее дедуктивно установим связь аномалий стоящей составляющей поля с изменением электрических токов в ядре; покажем специфику траекторий токовых линий в плоских объемных телах (аномалиях проводимости) и предпочтительность использования вертикальной компоненты стоящей части поля; наконец, сопоставим данные об амплитуде аномалий Z_{st} с другими характеристиками глубинного разогрева.

С помощью глобальных геомагнитных зондирований и обобщения электромагнитных наблюдений определена зависимость удельной электрической проводимости σ вещества Земли от глубины z . По оценке Т. Рикитаке [198], при $z \approx 100 \div 200$ км электрическая проводимость равна приблизительно 10^{-2} См/м. Начиная с $z \approx 300$ км проводимость резко возрастает и при $z \approx 700$ км достигает 1 См/м. У. Шмуккер и Я. Янковски показывают, что основное увеличение проводимости (от $\sim 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-2}$ См/м) приходится на глубины от 60 до 120 км. Резкое уменьшение электрического сопротивления в интервале 60—120 км хорошо согласуется с результатами лабораторных исследований. Изучение свойств синтетических базальтов в широком диапазоне температур показало,

что их электрическая проводимость возрастает на два порядка при нагревании от 1130 до 1263 К [192]. Повышенная проводимость выдерживается в слое толщиной приблизительно 100 км, далее она в среднем уменьшается, оставаясь на уровне 10^{-2} См/м. На глубине от 400 до 600 км проводимость возрастает еще на два порядка — до 1 См/м. Эта общая зависимость проявляется на фоне региональной и местной гетерогенности. При $z \geq 600$ км неоднородности электрической проводимости становятся малозаметными и Земля может рассматриваться как сферически-симметричный проводник [13].

Таким образом, электрическая проводимость мантии изменяется с глубиной на несколько порядков. Региональные отклонения от осредненной зависимости проявляются как вариации проводимости и могут достигать одного-двух порядков. В пространстве аномалии проводимости аппроксимируются серией плоских «лепешек», поперечные размеры которых составляют многие сотни — тысячи километров, а толщина — многие десятки — сотни километров. Значительная часть аномалий, вероятно, расположена на тех уровнях глубины, где вертикальный градиент проводимости особенно велик. Учитывая, однако, что аномалии σ формируются не только благодаря вертикальному смещению интервалов с максимальным градиентом, но и вследствие систематических различий проводимости на тех глубинах, где вертикальный градиент сравнительно мал, и принимая во внимание также общее уменьшение гетерогенности среды с глубиной, можно считать, что отдельные интервалы глубин распределяются по вероятному их значению для формирования аномалий σ в следующем порядке: 50—250; 400—600; 250—400 км.

Весьма характерно глобальное распределение компоненты Z_{st} . Имеется шесть наиболее значительных аномалий этой характеристики (три максимума и три минимума) с поперечником тысячи километров. Первый максимум ($Z_{st} = +8$ *) охватывает территорию Евразии и Северной Африки. Ось аномалии вытянута от Красного моря к Байкалу. Второй максимум (+6) располагается в Северной Америке и Северной Атлантике. Ось аномалии протягивается от Аляски к Азорским островам. Широкая перемычка соединяет эти две аномалии. Третий максимум (+10) находится в южной и центральной частях Тихого океана. Ось аномалии направлена от Южных Сандвичевых островов к островам Самоа, Фиджи и далее к Маршалловым и Новой Гвинее. В пределах аномалии находится «первоначальное» поднятие Дарвина, которое К. Дж. Хсу и С. О. Шлангер околонурили в связи с изучением термической истории Тихого океана в миоцене и в более позднее время. Сравнительно узкой полосой (поперечник 2000—3000 км) максимум Z_{st} входит в сочленение через Юго-Восточную Азию с зоной положительных значений в Альпийско-Гималайском складчатом поясе.

Расположенный в Северном полушарии минимум ($Z_{st} = -6$) покрывает северо-западную часть Тихого океана от Алеутских до Японских островов; второй минимум (-8) занимает восточную часть Тихого океана, север Южной Америки, Юго-Западную и Южную Африку; наконец, еще одна аномалия (-10) располагается в южной части Индийского океана, на западе Австралии и востоке Антарктиды. На границах максимумов и минимумов Z_{st} выделяются про-

* С учетом реального диапазона значений Z_{st} амплитуду аномалий выражаем в тысячах гамм.

тяжеленные зоны повышенного градиента поля. Одна из таких зон тянется от Камчатки до Мариан, вторая трассирует Центральную Америку, третья включает в качестве элементарного звена дугу Сузда. Характерно, что в направлении движения субдуцируемых плит аномалия Z_{st} возрастает с отрицательных значений к положительным. Однако не все островные дуги соответствуют таким переходным зонам. В поле Z_{st} не находят также отражения (в качестве изолированных полос) срединно-океанические хребты, но, как показано ниже (глава X), скорость спрединга, определяемая для серии современных горячих точек, отчетливо связана с уровнем аномалий Z_{st} . С учетом этих обстоятельств целесообразно при теоретическом рассмотрении проанализировать условия, отвечающие тем аномалиям Z_{st} , которые имеют размер материков и их крупных частей или соответствуют зонам субдукции.

Для уяснения природы стоящей и дрейфующей составляющих рассмотрим изменение электрических токов, порождающих основное магнитное поле Земли. Напряженность H магнитного поля диполя (основного магнитного поля ядра Земли) хорошо аппроксимируется аналитическим выражением магнитного поля электрического тока, текущего по кольцу небольшого размера. В системе координат $x_c y_c z_c$ расположим токопроводящее кольцо радиусом R таким образом, чтобы оно лежало в плоскости $x_c O y_c$, а его центр был совмещен с началом координат. Магнитный момент кольцевого тока $p_m = I\pi R^2$, где I — сила тока. Направление вектора p_m совпадает с осью z_c , знак при p_m определяется по правилу правого винта. Систему координат $x_c y_c z_c$ считаем жестко связанной с кольцевым током. В этой системе компоненты напряженности H , измеряемые в точке с радиусом-вектором $\mathbf{r} = ix_0 + jy_0 + kz_0$, который отклонен от оси z_c на угол Θ , имеют вид

$$\begin{aligned} H_{x_c} &= 3p_m r^{-3} \sin \Theta \cos \Theta = 3p_m r^{-3} \frac{z_0 \sqrt{x_0^2 + y_0^2}}{r^2}; \\ H_{y_c} &= p_m r^{-3} (3 \cos^2 \Theta - 1) = p_m r^{-3} (3z_0^2/r^2 - 1); \\ H_{z_c} &= 2p_m r^{-3}; \end{aligned}$$

i, j, k — единичные орты.

Положим, что магнитное поле кольцевого тока может изменяться вследствие изменений во времени магнитного момента $p_m(t)$ и в зависимости от наклона вектора p_m по отношению к зафиксированной в пространстве оси z системы координат $x y z$. Указанные системы координат имеют общее начало. Колебания вектора $p_m(t)$ относительно оси z в общем случае могут реализовываться путем поворота кольца вокруг осей x и y . Ввиду симметрии аналитических выражений, включающих аргументы x и y , рассмотрим поворот кольца с током и вектора $p_m(t)$ относительно оси $y = y_c$. Сложное перемещение во времени можно описать при помощи линейной комбинации отдельных вращений с разной угловой скоростью, поэтому ограничимся вращением кольца с постоянной угловой скоростью ω . В системе координат $x y z$ точка наблюдения, характеризуемая радиусом-вектором \mathbf{r} , остается неподвижной. При вращении кольца изменяются угол $\Theta = \Theta(\omega, t)$ и соответственно компоненты напряженности H_{x_c} и H_{z_c} .

Угол $\Theta = \Theta(\omega, t)$ между радиусом-вектором \mathbf{r} и осью z_c определяем из равенства

$$\cos \Theta = [x_0 \sin(\omega t) + z_0 \cos(\omega t)]/r.$$

Компоненты H_x , H_y , H_z вектора \mathbf{H} в системе координат $x y z$ связаны с его компонентами H_{x_c} , H_{y_c} , H_{z_c} следующим образом:

$$H_x = H_{x_c} \cos(\omega t) + H_{z_c} \sin(\omega t);$$

$$H_y = H_{y_c};$$

$$H_z = -H_{x_c} \sin(\omega t) + H_{z_c} \cos(\omega t).$$

В частном случае малых изменений вектора $\mathbf{H}(t) = \mathbf{H}(0) + \Delta\mathbf{H}(t)$ компоненты $\Delta\mathbf{H}(t)$ описывают дрейфующую составляющую поля. Полагая $p_m(t) = (1 + \beta t)p_m$, $\beta = \text{const}$, и учитывая первые степени переменных βt и ωt , получаем

$$\Delta H_x(t) = \frac{p_m}{r^3} \left[\frac{3x_0 \sqrt{x_0^2 + y_0^2}}{r^2} - \frac{3x_0 z_0^2}{r^2 \sqrt{x_0^2 + y_0^2}} + 2 + \frac{3(\beta/\omega) z_0 \sqrt{x_0^2 + y_0^2}}{r^2} \right] \omega t;$$

$$\Delta H_y(t) = \frac{p_m}{r^3} \left[\frac{\beta}{\omega} \left(\frac{3z_0^2}{r^2} - 1 \right) + \frac{6x_0 z_0}{r^2} \right] \omega t;$$

$$\Delta H_z(t) = \frac{p_m}{r^3} \left[2 \frac{\beta}{\omega} - \frac{3z_0 \sqrt{x_0^2 + y_0^2}}{r^2} \right] \omega t.$$

В переменном магнитном поле ядра Земли находится вещество мантии и коры, в том числе занимающие определенный объем области повышенной электрической проводимости. Внешнее (по отношению к этим областям) переменное магнитное поле проникает в проводники тем дальше, чем меньше частота изменений поля. В проводниках индуцируется переменное электрическое поле, вызывающее в свою очередь электрические токи.

Электрическое поле с напряженностью $\mathbf{E}(t)$, соответствующей $\mathbf{H}(t)$, описывается уравнением

$$\text{rot } \mathbf{E} = -(\mu/c) \cdot \partial \mathbf{H}(t) / \partial t,$$

где μ — абсолютная магнитная проницаемость; c — скорость света.

Определив компоненты E_x , E_y , E_z вектора \mathbf{E} , в принципе можно перейти к расчету магнитного поля \mathbf{H}^* , наведенного теми электрическими токами, которые связаны с полем \mathbf{E} . С учетом того, что в условиях мантии магнитная индукция \mathbf{B} близка к напряженности \mathbf{H} , имеем

$$\text{rot } \mathbf{H}^* = (4\pi/c) \mathbf{E}\sigma + (1/c) \cdot \partial \mathbf{E} / \partial t;$$

$\mathbf{E}\sigma = \mathbf{J}$ — линейная плотность тока.

Принципиально важен вопрос о том, как распространяются токи в больших плоских аномалиях электрической проводимости σ . При ламинарном течении $\text{rot } \mathbf{E} = 0$ во всех точках объема «лепешек», равно как и циркуляция вектора \mathbf{E} по контурам, охватывающим неоднородности. В соответствии с условием $d\mathbf{H}(t)/dt \neq 0$ равенство $\text{rot } \mathbf{E} = -(\mu/c) \cdot d\mathbf{H}(t)/dt$ показывает, что токи, вызванные изменением $\mathbf{H}(t)$, имеют сложные траектории, включающие отрезки окружностей, эллипсов и других подобных кривых.

Рассмотрим поверхность S , стянутую контуром L , в каждом элементе $d\mathbf{l}$ которого касательная направлена по вектору $d\mathbf{l}$. В соответствии с теоремой Стокса

$$\int_L \mathbf{E} \cdot d\mathbf{l} = \iint_S \mathbf{n} \cdot \text{rot } \mathbf{E} dS = -\frac{\mu}{c} \iint_S \mathbf{n} \cdot \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} dS,$$

где \mathbf{n} — нормаль.

Выражение в левой части равенства — циркуляция вектора \mathbf{E} , отличная от нуля.

Если выбрать сравнительно плоскую аномалию проводимости и расположить ее так, чтобы ось z стала перпендикулярной к ее поверхности, предыдущее выражение упростится, так как

$$\mathbf{n} \cdot \text{rot } \mathbf{E} = (\text{rot } \mathbf{E})_z = \partial E_y / \partial x - \partial E_x / \partial y = -(\mu/c) \cdot \partial H_z(t) / \partial t.$$

Таким образом, изменение во времени вертикальной и других компонент основного магнитного поля порождает циркуляцию электрических токов по сложным кольцевым траекториям в плоских «лепешках» повышенной проводимости. В свою очередь квазикольцевые токи, сила которых пропорциональна проводимости, наиболее отчетливо проявляются именно в вертикальной компоненте вектора \mathbf{H}^* . Итак, через аномалии σ прослежена связь H_z^* с глубинным разогревом. С учетом всего изложенного есть основания отождествить составляющую H_z^* с недипольной недрейфующей компонентой Z_{st} .

В принципе, если отдельные области аномально высокой проводимости изолированы друг от друга, то в каждой из них наводится самостоятельная система токовых линий. Направление движения тока определит знак аномалий H_z^* ; при одинаково высокой проводимости σ аномалия может оказаться и положительной и отрицательной. В реальных условиях, при наличии постепенных переходов между зонами повышенной и пониженной проводимости мантии, можно предполагать единую систему токовых линий, объединяющую частично изолированные области круговых токов. Для проверки соответствия между глубинными термическими условиями и аномалиями Z_{st} можно воспользоваться различными измерениями. Данные для контроля имеются главным образом по Северной Америке и Евразии. В первую очередь контролем могут служить результаты непосредственного сопоставления аномалий Z_{st} с материалами изучения электрической проводимости мантии на основе магнитотеллурических зондирований (рис. 4). Дж. Рейтцель и его коллеги использовали наблюдения магнитного поля на серии станций во время магнитной бури 20—21 сентября 1967 г. [146]. Наблюдения показали наличие слоя с хорошей электрической проводимостью на глубине приблизительно 200 км. В направлении к Кордильерам проводимость уменьшается. Материалы магнитотеллурических зондирований (особенно для умеренных периодов и глубин) согласуются с данными о тепловом потоке. Интенсивность вариаций Z возрастает с юго-запада на северо-восток. Аналогичным образом, но более генерализованно изменяются значения Z_{st} . Сходная картина наблюдается и на западе Канады, где по оценкам В. Карера электрическая проводимость мантии повышается при переходе от прибрежных областей Британской Колумбии внутрь территории — в юго-западную Альберту. Соответственно изменяется аномалия Z_{st} .

Среди сейсмических индикаторов разогрева мантии целесообразно учесть оценки скорости v_s поперечных волн в астеносфере и аномалии поглощения.

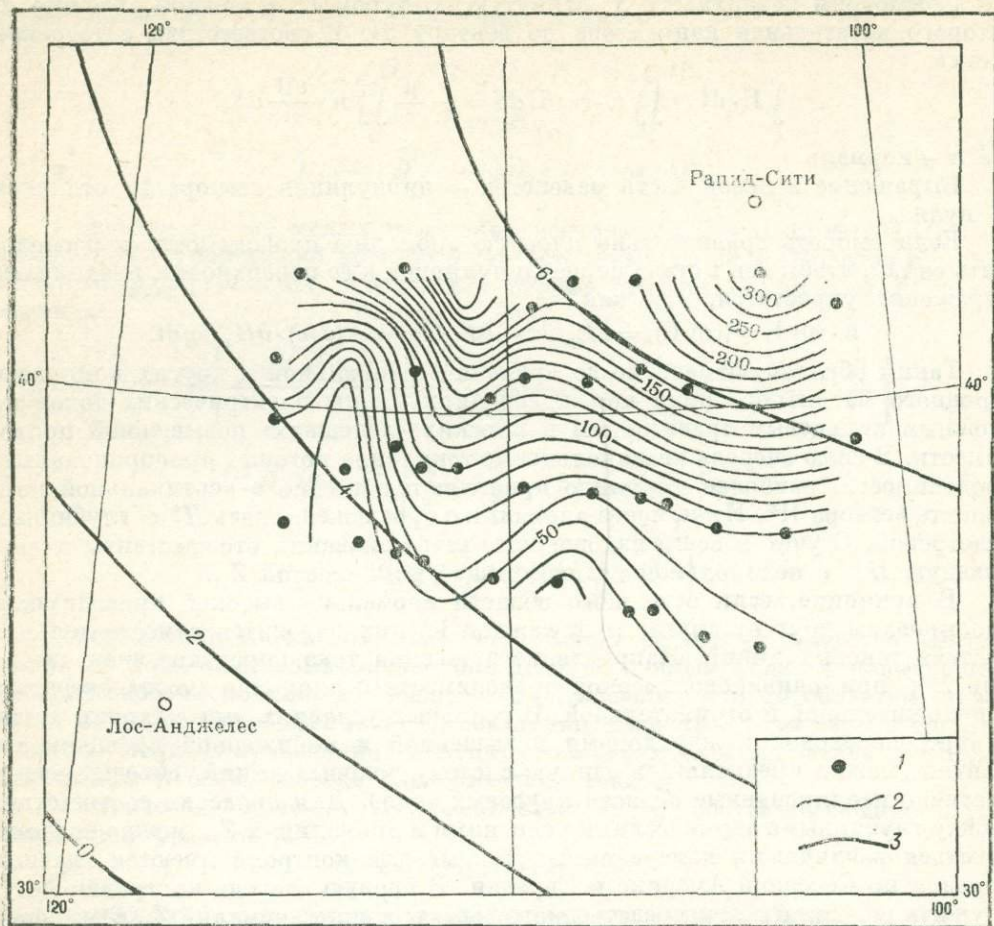


Рис. 1. Карта аномалий Z_{st} и вариаций Z ($T = 150$ с) западной части Северной Америки [146].

1 — станции; 2 — Z , гамм; 3 — Z_{st} , 10^3 гамм.

А. Виккенс и К. Пек приводят разрез коры и мантии Северной Америки по меридиональному профилю Молд Бей — Коппермайн — Йеллоунайф — Эдмонтон — Дагвей — Таксон, характеризующему почти весь континент [223]. На профиле выявилось резкое изменение мощности слоев при плавном изменении v_s . Для каждого из пяти отрезков профиля мы вычислили значения v_s , осредненные в интервале глубин от 50 до 250 км. Эти значения сопоставляем с компонентой Z_{st} :

	v_s , км/с	Z_{st} , 10^3 гамм
Молд Бей — Коппермайн	4,69	-1,5
Коппермайн — Йеллоуна ф	4,63	+1
Дагвей — Таксон	4,54	+3
Йеллоунайф — Эдмонт он	4,52	+3
Эдмонтон — Дагвей	4,45	+5

Как видно, согласованность изменения независимых индикаторов термического состояния глубин удовлетворительная.

Для Евразии аналогичных по протяженности разрезов мантии с оценкой вариаций v_s нет. Можно, однако, воспользоваться другими сведениями о пространении поперечных волн. Самые низкие значения групповой скорости длиннопериодных волн Лява приходятся на Тибетское плато — центр молодой тектоно-магматической активизации, где отмечается максимум Z_{st} . В контур $Z_{st} = +6$ попадают также основные континентальные минимумы добротности Q (Тибетский, Монгольский и менее значительный Северо-Тянь-Шаньский) — области частичного плавления вещества мантии, а также рифты Красного моря и Байкала. На Австралийском континенте и в его островном обрамлении аномалии Z_{st} закономерно возрастают от -8 на юге кристаллического щита до $+2,5$ в современных вулканических щелях Новой Гвинеи. Отметим, что в тех случаях, когда представляется возможность непосредственно сопоставить аномалии Z_{st} и температуру в земной коре, вычисленную по тепловому потоку и характеристике тепловыделения и относящуюся к фиксированной глубине, наблюдается их отчетливая положительная корреляция. В частности, это установлено для значительного сегмента Центральноазиатского складчатого пояса. Правомерность интерпретации Z_{st} подтверждается также значительной отрицательной корреляцией с геопотенциалом G , которую впервые установили К. Хораи и Р. Хиде при анализе рельефа границы мантия — ядро. Таким образом, контрольные данные как будто убеждают в правильности предложенной интерпретации компоненты Z_{st} , хотя некоторые сомнения по ряду аномальных зон Южного полушария у авторов остаются. Отчасти это объясняется более слабой его изученностью.

Рассмотрим теперь линейно-вытянутые градиентные зоны стоящей составляющей поля. Как и в предыдущем случае, связываем их с распределением электрических токов. Магнитное поле электрического тока определяется известной формулой Био — Савара — Лапласа

$$d\mathbf{H} = (I/c) [d\mathbf{l} \times \mathbf{r}] / r^3,$$

где $d\mathbf{l}$ — элемент контура, ориентированный в пространстве по направлению тока; \mathbf{r} — градус-вектор, проведенный от элемента $d\mathbf{l}$, имеющего координаты x, y, z , к точке наблюдения с координатами x_0, y_0, z_0 .

При распространении токов в сплошной среде необходимо рассматривать плотность тока \mathbf{J} в элементе объема $dV = dx dy dz$ при $I d\mathbf{l} = \mathbf{J} dV$. Переходим от элементарного приращения $d\mathbf{H}$ к полной величине

$$\mathbf{H} = c^{-1} \int_V [\mathbf{J} \times \mathbf{r}] r^{-3} dV;$$

интегрирование ведется по всему объему электрически проводящей среды. Раскрывая векторное произведение $\mathbf{J} \times \mathbf{r}$, получаем

$$\begin{aligned} \mathbf{H} = H_x \mathbf{i} + H_y \mathbf{j} + H_z \mathbf{k} = c^{-1} \mathbf{i} \int_V \frac{J_y r_z - J_z r_y}{r^3} dV + \\ + c^{-1} \mathbf{j} \int_V \frac{J_z r_x - J_x r_z}{r^3} dV + c^{-1} \mathbf{k} \int_V \frac{J_x r_y - J_y r_x}{r^3} dV. \end{aligned}$$



2721

В частности,

$$H_z = c^{-1} \iiint_V \frac{J_x(y_0 - y) - J_y(x_0 - x)}{[(x_0 - x)^2 + (y_0 - y)^2 + (z_0 - z)^2]^{3/2}} dx dy dz.$$

В двумерном случае, когда плотность тока является функцией $J(x, z)$, заданной для сечения S , а линии тока направлены перпендикулярно к плоскости xOz разреза (т. е. $J_x = J_z = 0$, $J_y = J$), после интегрирования по y от $-\infty$ до $+\infty$ находим

$$H_z(x_0, z_0) = -c^{-1} \iint_S \frac{J(x, z)(x_0 - x)}{(x_0 - x)^2 + (z_0 - z)^2} dx dz.$$

Неоднородность электрического сопротивления среды перераспределяет нормальное течение тока, но не создает новых источников и стоков. Поэтому в дополнение к последнему соотношению при расчетах на моделях используем условие

$$\iint_S J(x, z) dx dz = 0.$$

Положительные значения $J(x, z)$ соответствуют тем частям сечения, где вследствие повышенной электрической проводимости среды электрический ток усилен (больше нормального); отрицательные значения $J(x, z)$ отмечают места ослабления тока. В такой формулировке несущественно изменение направления оси y и тока на 180° , т. е. исключена неопределенность знака H_z , связанная с выбором направления тока.

В зонах субдукции повышенным электрическим сопротивлением обладает холодный материал погружающейся плиты, пониженным — мантийный материал, разогретый вследствие трения. Распределение $J(x, z)$ удобно аппроксимировать серией узких наклонных полос, размещенных в интервале глубин $h_1 \leq z \leq h_2$. Внутри каждой полосы $|J(x, z)| = \text{const} \geq 0$, вне полос $J(x, z) = 0$. Обозначим: Θ — угол наклона полос; x_n — проекция правого верхнего конца n -й полосы на ось x ; J_n — плотность аномального электрического тока в части сечения S , отвечающей n -й полосе; $dp = dx_n \sin \Theta$ — толщина полосы. При этом

$$H_z(x_0, z_0, J_n) = c^{-1} J_n dp \left\{ \sin \Theta \left[\arctg \frac{h_1 \sin \Theta - (x_n - x_0) \cos \Theta + (h_2 - h_1)/\sin \Theta}{h_1 \cos \Theta + (x_n - x_0) \sin \Theta} - \right. \right. \\ \left. \left. - \arctg \frac{h_1 \sin \Theta - (x_n - x_0) \cos \Theta}{h_1 \cos \Theta + (x_n - x_0) \sin \Theta} \right] - \frac{1}{2} \cos \Theta \times \right. \\ \left. \times \ln \frac{[(h_2 - h_1)/\sin \Theta]^2 + 2 [(h_2 - h_1)/\sin \Theta] [h_1 \sin \Theta - (x_n - x_0) \cos \Theta] + h_1^2 + (x_n - x_0)^2}{h_1^2 + (x_n - x_0)^2} \right\};$$

$$H_z(x_0, z_0) = \sum_n H_z(x_0, z_0, J_n).$$

Эти формулы использованы при расчете аномалий H_z для моделей (рис. 2); принято, что $H_z \approx Z_{st}$. При движении от холодной погружающейся плиты в разогретый тыл зоны субдукции отмечается увеличение напряженности H_z .

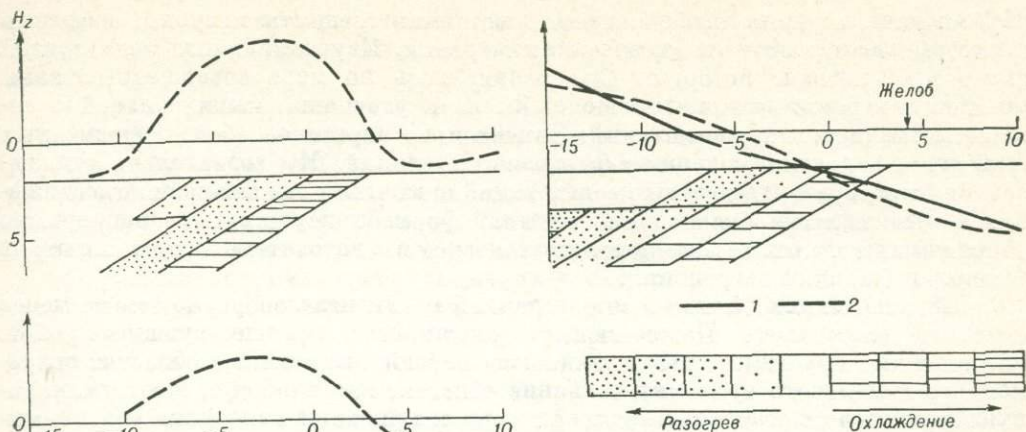


Рис. 2. Эмпирическая (1) и теоретические (2) кривые аномалий H_z в зонах субдукции. $z_0 = 0$; $c^{-1}dp = 1$; за единицу длины и глубины принято 100 км.

Расчеты на моделях согласуются с действительным изменением стоящей составляющей во многих зонах субдукции; в показанном на рисунке северо-западном сегменте Тихоокеанского кольца даны эмпирическая и расчетная кривые. Независимо от электромагнитных данных зона глубинного разогрева в тылу Курильской островной дуги выявлена Л. П. Винником по аномалии Q (высокому поглощению сейсмических волн).

Добавим, что индикатором контрастности глубинных температур по площади служит модуль отношения $\Delta Z_{st}/\Delta x$, который определяется аналогично $\Delta H/\Delta x$, но интервал Δx выбирается значительно больше (200—300 км), поскольку компонента Z_{st} является гладкой функцией пространственных координат.

Более подробные пояснения относительно используемых авторами геофизических параметров даны в соответствующих разделах книги, где эти параметры вводятся и рассматриваются в аспекте глубинной характеристики регионов.

СОПОСТАВИМОСТЬ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ДРЕВНИХ ОБЛАСТЕЙ

В настоящее время уже мало кто сомневается в том, что ключ к пониманию пространственно-временных вариаций состава изверженных горных пород и, следовательно, определяющих тенденций геологического развития планеты следует искать в процессах дифференциации вещества не только в пределах земной коры, но и на глубинах, исчисляемых сотнями километров. Судить об этих процессах мы можем, лишь изучая связи между химизмом магматических

образований и теми особенностями состояния вещества глубин, сведения о которых доставляют геофизические измерения. Изучение такого рода связей имеет многолетнюю историю. Оно развивалось по мере совершенствования методов измерения физических полей Земли и уточнения наших знаний о составе магматических образований. Один только перечень работ, посвященных этой теме, вероятно, содержал бы тысячи названий. Мы сознательно отказываемся от обзора проведенных исследований, поскольку все важнейшие достижения в этой области в явной или неявной форме присутствуют в непрерывно уточняемых моделях глубинного петрогенезиса и, следовательно, так или иначе учтены в наших построениях.

Для понимания общего замысла данной книги целесообразно тем не менее отметить следующее. Подавляющее большинство предшествующих работ, посвященных изучению интересующих нас связей, выполнено в областях современного и молодого вулканизма. Такие области, как известно, дают уникальную возможность наблюдать одновременно и признаки изменения геодинамических условий в зонах предполагаемого магмообразования и вариации состава вулканических излияний. В руках вулканологов и геофизиков скопился огромный материал, обработка которого уже привела к весьма ценным результатам, касающимся оценки глубины выплавления разнотипных магм, зональности вулканизма, во многом определяемой положением и строением сейсмофокальных плоскостей, а также эволюции вулканической активности на разных стадиях развития островных дуг и родственных им структур, что сопровождается также изменениями мощности и состава земной коры, изостатической уравновешенности блоков литосферы, теплового потока, сейсмичности и т. д.

Важно отметить, однако, что значительная часть материала до сих пор остается не систематизированной и не проанализированной с использованием современных математических и технических средств обработки информации. Известные примеры комплексного анализа охватывают преимущественно локальные структуры, а глобальные обобщения обычно ограничиваются либо чисто вулканологическими, либо геофизическими аспектами. Существенно также, что в большинстве работ основным объектом и инструментом исследования оказываются парные зависимости между изучаемыми характеристиками, причем выявляемым связям не всегда даются количественные оценки. Опыт показывает, однако, что изучаемые явления в достаточной мере сложны. Судить о них мы можем часто лишь по совокупности косвенных признаков, и адекватное описание глубинных процессов требует одновременного учета сопряженных вариаций многих переменных, что, разумеется, немыслимо без обращения к современному аппарату математической статистики и к вычислительной технике.

Таково положение дел с изучением областей молодого и современного вулканизма. Что же касается палеозойских и тем более докембрийских структур, то в таком варианте задача поисков и анализа связей никогда не считалась у геологов популярной. Можно назвать три главные причины, объясняющие такую позицию исследователей.

Прежде всего заметим, что интересующие нас связи, как будет показано в дальнейшем, не слишком сильны, и потому для их выявления и изучения требуется достаточно сложная статистическая техника. Практически все тенденции оказываются затухающими разнонаправленным влиянием многих

факторов. В связи с этим каждый полезный сигнал, проявляющийся на фоне шумов, должен быть скрупулезно отпрепарирован «математическим скальпелем».

Вторая причина заключается в том, что многие принципиальные вопросы, касающиеся соотношения петрохимических и геофизических данных, можно решить только при глобальном обобщении материала. Попытки ограничиться региональным уровнем обычно приводят к противоречивым результатам, создавая ложное впечатление об отсутствии устойчивых закономерностей. Таким образом, первые две причины определяются трудностями эмпирического плана.

В отличие от них третья причина имеет теоретический характер. Она заключается в неочевидности самого существования подобных связей и тем более возможности их содержательной интерпретации, что вытекает из разномасштабности и разновременности сопоставляемых объектов. Возможно ли, например, дать разумное объяснение коррелированности химического состава раннепалеозойских даек диабазовых порфиритов с превышениями геоида над сфероидом по результатам траекторных спутниковых измерений? В качестве априорного обоснования положительного ответа на этот вопрос можно отметить следующее. По-видимому, прежде всего следует согласиться с тем, что масштаб сопоставляемых объектов в данной ситуации не играет существенной роли. И дайки и аномалии геопотенциала, выражаемые через превышения геоида над сфероидом, допустимо считать не более чем индикаторами (характеристиками) одного и того же третьего объекта, а именно состояния и состава глубинных подкоровых масс. Существенно, конечно, что химический состав даек отражает то состояние глубин, которое имело место приблизительно 500 млн. лет назад, тогда как траекторные спутниковые измерения регистрируют особенности состава глубин в данный момент.

Итак, несет ли содержательную геологическую нагрузку корреляционная связь между разнотипными характеристиками глубинного строения Земли, если заведомо известно, что состав и структура нашей планеты эволюционируют во времени и что сопоставляемые характеристики отвечают разным стадиям этой эволюции? Если обратиться к эмпирическим данным, то нетрудно осознать, что весь геологический опыт косвенно свидетельствует о реальном существовании такого рода связей. Можно, например, выстроить следующую цепь, без сомнения, взаимосвязанных явлений: глубинное строение территории (физические поля) \rightleftharpoons тектоническая структура \rightleftharpoons тип магматизма \rightleftharpoons петрохимическая специализация пород. Понятно, что в данном случае речь идет не о функциональной, а лишь о статистической связи, предполагающей неоднозначное соответствие характера тектоники и магматизма, физического состояния глубин и тектонической структуры и т. д. Тем не менее правила силлогизма заставляют предполагать такого рода взаимозависимости и между крайними звеньями цепи, т. е. между геофизическими и петрохимическими характеристиками разнотипных и разновозрастных объектов.

В пользу существования интересующих нас связей свидетельствуют широко и разнообразно проявленные тенденции унаследованного развития геологических структур. Очевидно, что каждый единичный акт тектоно-магматической активности является функцией существующих в это время условий (физическое состояние мантии, состав коры и т. д.). Эти условия в свою очередь можно считать следствием предшествующего тектоно-магматического акта и т. д.

Иными словами, можно говорить о зависимостях типа марковских цепей, которые определяют, в частности, и хорошо известную «сквозную» геохимическую специализацию разновозрастных магматических комплексов. Для понимания условий, генерирующих связи химизма пород и физических полей, важно учитывать также то обстоятельство, что магматические образования являются следствием и индикатором существенных перестроек коры и мантии. Поэтому в каждом отдельно взятом геоблоке, отвечающем ареалу магматизма определенного типа, мы имеем, в сущности, зафиксированный конечный результат глубинных преобразований. (В действительности, конечно, все значительно сложнее, если учесть влияние эрозионного среза, сводово-глыбовых амагматических перемещений и т. п.).

Как нетрудно заметить, цепь приведенных рассуждений в неявном виде предполагает традиционное, т. е. фиксистское, понимание тектогенеза. В связи с этим неизбежно возникает вопрос, в какой мере все изложенное выше не теряет смысла при переходе к тектоническим построениям на базе концепции мобилизма, т. е. каким образом могут сохраняться «связи по вертикали» в условиях интенсивных латеральных перемещений мантийных и коровых масс. Ответом на него в определенном смысле является содержание данной книги.

Обращаясь к изучению влияния глубинных условий на состав магматических образований и к выяснению соотношения динамики литосферных плит с направленным, унаследованным, развитием регионов, авторы стремились выявить наиболее общие тенденции. Это предопределило основные черты проведенного исследования. Их можно сформулировать следующим образом.

1. Глобальный уровень систематизации материала: а) охват по возможности всех континентов, что минимизировало вероятность получения смещенных оценок некоторых параметров; б) формирование такой выборки магматических образований, объем которой приближается к генеральной совокупности.

2. Учет вариаций состава достаточно широкой гаммы магматических комплексов, которые: а) отвечают разным стадиям тектоно-магматического развития регионов; б) перекрывают почти весь диапазон геологической шкалы от докембрия до современной эпохи; в) включают продукты мантийного и корового происхождения.

3. Максимально полный учет всех доступных геофизических характеристик глубин, включая гравитационные, сейсмические, геотермические и электромагнитные данные.

4. Одновременный анализ сопряженных вариаций большого числа разнотипных характеристик. (Удобным инструментом для выделения и анализа разнонаправленных влияний является метод главных компонент. Интерпретация факторной структуры в ряде случаев оказывается, по существу, верификацией генетических концепций на эмпирическом материале).

5. Количественная оценка выявляемых тенденций.

Говоря об общности выявляемых закономерностей, т. е. о соотношении теоретического и эмпирического в данной работе, отметим, что обращению к эмпирическому материалу авторы стремились предпослать дедуктивные генетические построения, оформленные по возможности в виде формализованных (математизированных) моделей процессов. При этом анализ эмпирических

данных сводился к проверке тех или иных гипотез. К этому можно добавить следующее. Эмпирическое по способу выполнения глобальное обобщение позволяет формулировать выводы такой степени общности, что для последующих частных экспериментов они выступают в качестве теоретического знания. Кроме того, следует иметь в виду, что закономерности глобального уровня играют роль объективных ограничений при решении теоретических проблем в тектонике, геофизике и других науках, ибо выбор между конкурирующими моделями в этих областях не может опираться только на фундаментальные физические и химические соотношения. В частности, для тектонических построений в равной мере существенны и сведения о физических полях, и данные о вещественном составе геосфер.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ

Способы математической обработки и анализа во многом определяются спецификой эмпирического материала. Унифицированная информация о геологических объектах включает десятки различных характеристик — переменных. Вид распределения той или иной переменной зависит от степени однородности рассматриваемой совокупности объектов и от шкалы, в которой определяются значения переменных. Далеко не во всех случаях естественная шкала оказывается наилучшей. Современная методика обработки данных рекомендует для улучшения (нормализации) распределений использовать винзоризацию [140], а не традиционное усечение. Обоснованность винзоризации находится в полном соответствии с основной теоремой о гомоморфизмах, которая в литературной формулировке Ю. А. Гастева звучит следующим образом: «Точность любого описания — это точность соглашения о неразличении отождествляемого». Функциональное изменение шкалы переменной тоже содействует симметризации распределения при конечном интервале изменения.

В связи с тем, что авторами проведены выборки N объектов из совокупностей конечного размера, необходимо было решить, в какой степени резонно при обработке $(N \times n)$ -матриц эмпирических данных опираться на теорию выборочного метода или следует отказаться от постулатов и следствий этой теории и рассматривать группы геологических объектов как полностью детерминированные совокупности.

Если сделать выбор в пользу первой альтернативы, то результаты математического анализа данных формально можно отнести ко всем имеющимся на Земле геологическим объектам рассматриваемых типов. Понятно, что остается некоторая неопределенность, зависящая от того, насколько выборочные средние, дисперсии, ковариации, коэффициенты корреляции и другие подобные статистики случайно уклоняются от истинных значений величин, отвечающих всей генеральной совокупности. Дедуктивные следствия теории выборочного метода позволяют при этом для многих частных задач найти математическую оценку точности решений. Если отдать предпочтение второй постановке, отпадает всякая необходимость обращаться к математической статистике и теории вероятностей. Вычисленные средние, дисперсии, коэффициенты корреляции будут рассматриваться как истинные значения. (Источником неопределенности останутся погрешности измерений, влиянием которых можно пренебречь, учитывая их совместно с индивидуальными особенностями

объектов.) Результаты математической обработки в этом случае формально будут относиться только к анализируемым геологическим объектам. Принимая во внимание полноту исходных данных, легко представить, в какой мере соответствующие содержательные выводы могут быть экстраполированы на другие, неучтенные, геологические объекты. Это будет зависеть от профессионального опыта и здравого смысла, но не получит формальной оценки достоверности и точности.

Итак, рассмотрим возможность и целесообразность применения к исходным данным положений, основанных на теории выборочного метода. Известно, что эта теория рассматривает элементы выборки как последовательность независимых случайных величин, обладающих одинаковой функцией распределения. При случайном «извлечении» каждый объект имеет одинаковый с другими шанс быть включенным в выборку. Когда выборка пренебрежимо мала по сравнению с генеральной совокупностью, извлечение того или иного числа элементов не влияет на распределение значений оставшихся членов совокупности. В случае конечной совокупности такая операция влияет на распределение значений оставшихся элементов, однако важнейшие характеристики распределения, найденные по выборке, имеют несмещенные оценки.

Решая вопрос о том, в какой мере геологические объекты, включенные в ту или иную матрицу исходных данных, могут рассматриваться как выбранные случайно и независимо, естественно принять во внимание, что процедура формирования каждой выборки отличается от идеальной схемы; в соответствии с этой схемой было бы необходимо сначала составить полный список объектов, а затем случайно извлекать номера (имена) отдельных членов рассматриваемой группы. При реальном формировании выборки случайность обеспечена отсутствием строгой очередности в поступлении исходных данных, которые накапливались в течение ряда лет. При этом можно отметить, что некоторые геологические объекты «ждали выбора» сотни миллионов лет после своего формирования, другие — десятки миллионов лет, третьи все еще «ждут», когда их описание появится в публикациях геологов разных континентов. Постулат же о том, что при случайном опробовании любой элемент совокупности имеет одинаковый шанс быть включенным в выборку, с поправкой на изученность геологических ареалов и доступность данных может быть принят: каждый хорошо изученный объект реализует свою возможность войти в выборку.

Степень изученности является главной причиной, нарушающей строгую случайность и независимость выбора. Однако это обстоятельство присутствует в геологических исследованиях всегда. Отказ от применения положений выборочного метода означал бы отказ от использования внешних (теоретических) оценок значимости при анализе соответствующих связей, различий средних и т. п. Понятно, что лучше все-таки привлекать эти оценки, даже если известно, что они приближенные и в одних случаях обладают ненужным запасом прочности, а в других не вполне эффективны. Внешний формальный контроль нуждается в дополнении внутренним контролем. Он может быть основан на сопоставлении и содержательном анализе результатов, в том числе относящихся к геологическим объектам разного типа, которые включены в разные выборки. Аналогичную роль играет независимая информация, например переменные, не включенные в матрицы исходных данных.

ТАБЛИЦА 1

Собственные числа λ_k и веса w_k факторов для случайных $(N \times n)$ -матриц

N	n	k								Стандартное отклонение
		1	2	3	4	5	6	7	8	
216	10	1.35	1.24	1.13	1.06	1.00	0.94	0.89	0.84	0.04
		13.6	12.5	11.5	10.7	10.0	9.5	8.9	8.4	0.3
	20	1.64	1.51	1.42	1.32	1.25	1.18	1.13	1.08	0.04
		8.1	7.6	7.1	6.6	6.2	5.9	5.6	5.4	0.3
	30	1.82	1.70	1.61	1.54	1.47	1.41	1.35	1.30	0.06
		6.0	5.7	5.4	5.1	4.8	4.6	4.4	4.3	0.3
108	10	1.48	1.36	1.28	1.18	1.09	1.00	0.92	0.85	0.05
		14.6	13.5	12.2	11.1	10.3	9.6	8.7	7.8	0.5
	20	2.02	1.77	1.59	1.46	1.34	1.26	1.19	1.14	0.06
		10.2	8.9	8.0	7.4	6.7	6.3	5.9	5.3	0.5
	30	2.25	2.03	1.88	1.75	1.65	1.55	1.48	1.38	0.09
		7.2	6.7	6.2	5.8	5.5	5.2	5.0	4.7	0.5
60	10	1.67	1.46	1.28	1.12	1.00	0.89	0.79	0.71	0.07
		16.6	14.7	13.1	11.6	10.2	8.9	7.8	6.8	0.7
	20	2.20	1.95	1.84	1.66	1.50	1.37	1.25	1.13	0.10
		10.9	9.8	8.9	8.0	7.4	6.8	6.3	5.7	0.7
48	10	1.80	1.58	1.37	1.18	1.00	0.90	0.77	0.67	0.1
		17.5	15.5	13.7	11.8	10.0	8.7	7.6	6.9	1.0
	15	1.93	1.70	1.52	1.32	1.19	1.06	0.95	0.87	0.2
		13.6	12.2	11.0	9.8	8.8	8.1	7.4	7.0	1.5

Примечание. Числитель — λ_k , знаменатель — w_k .

Оценка связей между переменными осуществляется обычными приемами парной и множественной корреляции. В некоторых случаях представляет интерес оценка силы связи между группами p и q компонент вектора наблюдений ($p \leq q; p + q \leq n$) с помощью канонической корреляции. В качестве основного метода индуктивной математики в работе используется факторный анализ, его модификация — метод главных компонент. При этом преследуются несколько целей, каждая из которых существенна как на промежуточных, так и на конечных этапах исследования. Прежде всего, факторный анализ привлекается как мощное средство свертки информации. При этом несколько тысяч — первых десятков тысяч значений первичных показателей, включенных в матрицу исходных данных, преобразуется сначала в сотни — первые тысячи выборочных коэффициентов корреляции, а затем — в 100—200 элементов факторной структуры. Эти элементы представляют собой своего рода квинтэссенцию переработанных данных. Имея короткое описание, проще перейти от фиксации фактов к формулировке объективной закономерности. Факторный анализ выступает

также в качестве инструмента проверки гипотез. При этом конкурирующие гипотезы нередко оказываются не взаимоисключающими, а дополняющими друг друга. Наконец, еще один аспект использования факторного анализа связан с выявлением новых, ранее не известных соотношений между переменными. Эвристические ресурсы весьма общего по своему назначению и формального по существу метода, каким является факторный анализ, дают возможность, опираясь на выявленные соотношения, конструировать новые содержательные модели, т. е. переходить на более высокий уровень знания.

Содержательная интерпретация результатов факторного анализа проводится с учетом специфики матрицы факторных нагрузок. Для контроля выясняется, на каких именно геологических объектах рассматриваемый фактор принимает экстремальные значения. Наконец, исследуются связи факторов с переменными, не включенными в обработку. Значимость факторных нагрузок определяется по приближенному критерию В. Захерта и Г. Фридмана, который с учетом формулы К. Холзингера и Г. Хармана и объемов выборок означает, что учитываются нагрузки, превышающие удвоенное стандартное отклонение. При оценке числа интерпретируемых факторов использован тест, в котором собственные значения и веса факторов, отвечающих $(N \times n)$ -матрице исходных данных, сравниваются с величинами, вычисленными по серии $(N \times n)$ -матриц случайных чисел (табл. 1). Таблица, рассчитанная И. Г. Клушиным и С. Я. Шкодиной на основе последовательностей случайных чисел, отвечающих нормальному усеченному распределению, содержит оценки искомых величин для типичных $(N \times n)$ -матриц. Принят также во внимание формальный критерий «интерпретируемости» фактора по числу пренебрежимо малых нагрузок.

Для оценки устойчивости факторных решений авторы использовали не только формальные приемы, которые рекомендуют Г. Харман [99] и К. Юберла, но и сопоставление матриц, вычисленных для существенно разных геологических объектов (например, ареалов развития инициальных вулканитов и амфиболитов), причем по наборам переменных, которые совпадают лишь в некоторой части. Глубокая содержательная связь между факторными решениями, возможность, согласованной, непротиворечивой интерпретации данных, относящихся к разным группам геологических объектов, убеждают в устойчивости решений не хуже, чем формальные оценки.

Из числа других процедур математической обработки данных авторы часто используют разложение вариаций исходных переменных по вкладам ортогональных компонент и дисперсионный анализ. Последний метод дает возможность оценить влияние различных переменных и эффект их взаимодействия, ранжировать влияния и указать соответствующую доверительную вероятность.

ЧАСТЬ
ПЕРВАЯ

**Вулканизм
современных
островных
дуг**

ГЛАВА I

СОСТАВ БАЗАЛЬТ- АНДЕЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

ОБЪЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ

Исследованием охвачена подавляющая часть проявлений четвертичного, преимущественно современного, вулканизма в пределах Тихоокеанского кольца — важнейшей планетарной структуры [44]. Наряду с островными дугами рассматриваются близкие им вулканотектонические структуры типа Камчатки и Каскадных гор. В качестве элементарного объекта систематизации эмпирического материала принят ареал продуктов излияния одного вулкана или группы сходных по составу излияний пространственно сближенных вулканов. При этом достигалась некоторая обобщенная характеристика вулканического центра, в значительной мере свободная от флуктуаций, порождаемых единичными эруптивными актами, и сопоставимая с интегральными параметрами вулканических проявлений геологического прошлого. В общей сложности выделено 203 вулканических ареала, учтено около 3800 относящихся к ним полных химических анализов пород (табл. 2). Петрохимические данные заимствованы из многочисленных литературных источников, среди которых наибольшее значение имели международный каталог действующих вулканов, составленный большим коллективом авторов [126], сводка по Курило-Камчатской провинции Э. Н. Эрлиха [106], сборник химических анализов вулканических пород Японии.

Для каждого вулканического ареала вычислены средние составы трех наиболее широко распространенных типов пород: базальтов, андезитов и дацитов — при фиксированном содержании кремнекислоты — 50, 58 и 64% SiO_2 соответственно.

ТАБЛИЦА 2

Петрохимическая изученность проявлений четвертичного вулканизма Тихоокеанского кольца

Регионы	Количество ареалов	Количество химических анализов	Регионы	Количество ареалов	Количество химических анализов
Алеуты	9	125	Новая Британия	3	51
Камчатка	12	496	Соломоновы острова	2	30
Курилы	6	264	Новые Гебриды	9	155
Сахалин	1	41	Фиджи	1	16
Восточная окраина Азиатского континента	3	30	Тонга	4	56
Хоккайдо	11	98	Кермадек	2	31
Хонсю	33	252	Новая Зеландия	9	204
Кюсю	9	118	Каскадные горы и прилегающие районы Северной Америки	15	393
Рюкю	4	77	Центральная Америка	10	219
Идзу-Бонин	8	106	Анды	22	344
Тайвань	1	11	Южные Шетландские и Южные Сандвичевы острова	4	67
Филиппины	1	10	Антарктида	2	72
Марианы	3	63			
Зондские острова	12	293			
Новая Гвинея	7	180			

Кроме того, определена относительная распространенность главных петрохимических типов пород в пределах ареала, а также средняя кремнекислотность SiO_2 вулканических продуктов и отклонение Δ от преобладающего андезитового типа излияний.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ГЛАВНЫХ ТИПОВ ПОРОД

Количественная оценка относительной распространенности разнотипных пород в пределах Тихоокеанского кольца (рис. 3) согласуется с общепринятым представлением об этой структуре как об арене существенно андезитового вулканизма и вместе с тем позволяет дополнить это представление некоторыми деталями. Среди осредненных по вулканическим ареалам значений SiO_2 явно преобладают отвечающие андезитам. Об этом же свидетельствуют распределения отклонений Δ . Вместе с тем гистограммы распространенности индивидуальных химических определений SiO_2 показывают, что наряду с андезитами в пределах Тихоокеанского кольца весьма широко представлены базальтоиды. Вообще же в обрамлении Тихого океана можно встретить самые разнообразные ассоциации пород: от существенно базальтоидных (Береговой хребет на о. Тайвань, п-ов Окленд Новой Зеландии) до таких, в которых отчетливо доминируют дациты и риолиты (вулканическая группа Айра на о. Кюсю, о. Фергюссон в Новой Гвинее, о. Майджор в Новой Зеландии и др.). Между названными крайними типами можно проследить все постепенные переходы.

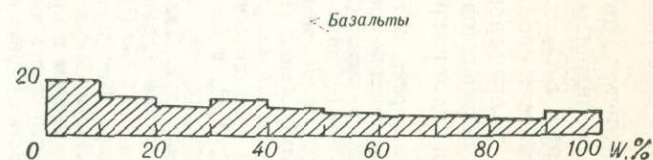
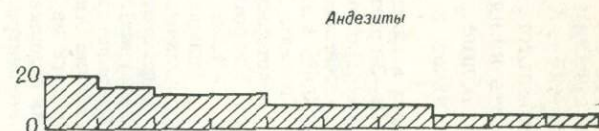
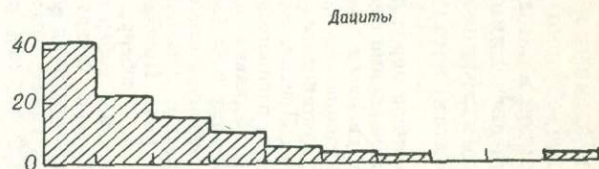
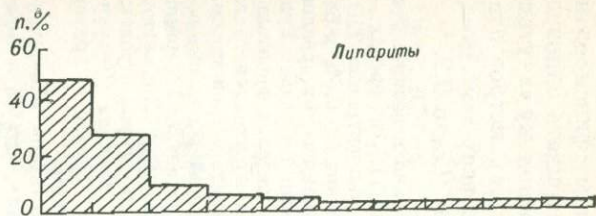
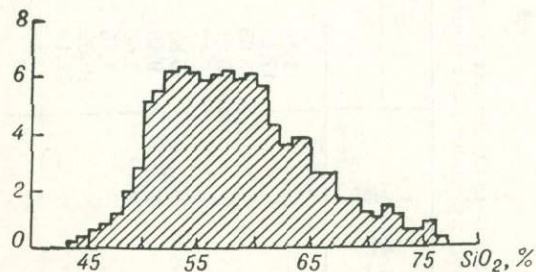
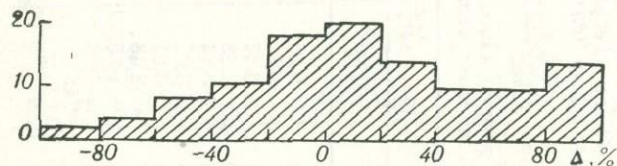
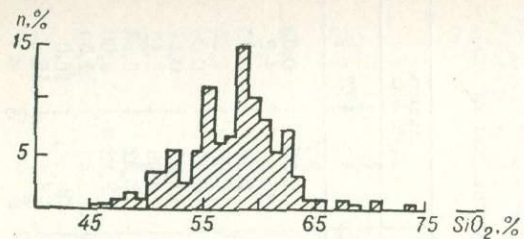


Рис. 3. Распределение средних значений кремнекислотности $\overline{\text{SiO}_2}$ пород вулканических ареалов, отклонений Δ от распространенности пород среднего состава, индивидуальных химических определений SiO_2 , распространенности базальтов (45–55% SiO_2), андезитов (56–61% SiO_2), дацитов (62–67% SiO_2) и липаритов ($\geq 68\%$ SiO_2) по результатам 3800 химических анализов, относящихся к 203 вулканическим ареалам Тихоокеанского кольца.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Анализировались эмпирические распределения петрохимических параметров вулканитов, осредненных по ареалам и приведенных к указанным фиксированным значениям SiO_2 (рис. 4, табл. 3). Целесообразно рассматривать одновременно особенности состава базальтов, андезитов и дацитов, поскольку «внутри-сериальная» коррелированность каждого из петрохимических параметров оказалась весьма значительной: общие парные коэффициенты во всех «смежных» типах пород (например, базальтах и андезитах) варьируют от 0,5 до 0,7.

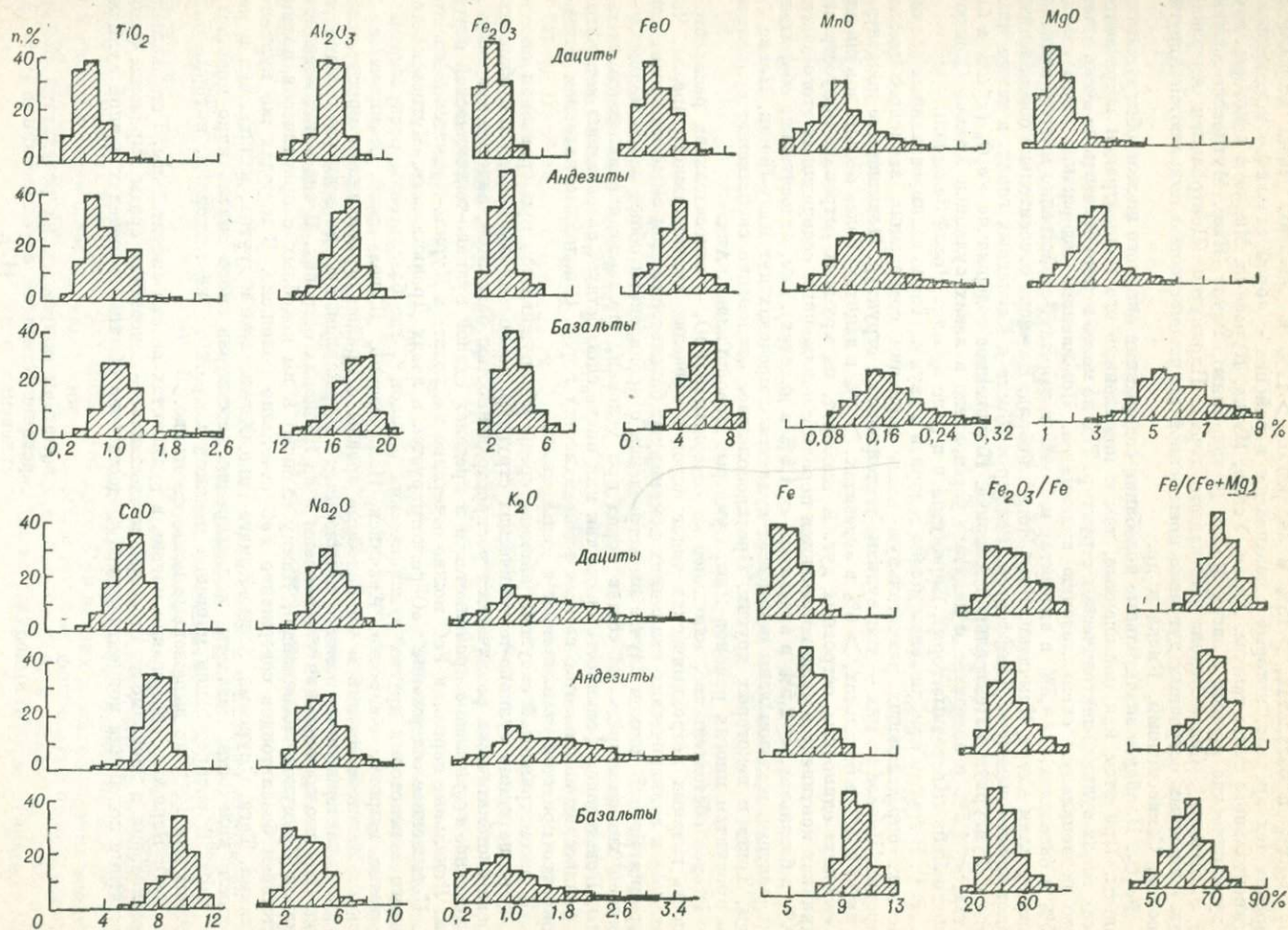
TiO_2 . Дисперсия этого окисла в каждом из типов пород сравнительно невелика. Тем не менее вулканические ареалы с 2–3-кратными вариациями содержания TiO_2 в породах — явление далеко не исключительное. Наибольший диапазон изменений концентрации TiO_2 у базальтов — от 0,4 до 2–2,5%. Отчетливо пониженное содержание титана (< 0,8% в базальтах, < 0,6% в андезитах и < 0,4% в дацитах) установлено для вулканических ареалов Батур (о. Бали), Манам (Новая Гвинея), Амбриг, Лопеви, Аоба (Новые Гебриды), Тунгурауа (Центральная Америка) и некоторых других, расположенных в пределах фронтальных областей вулканических дуг. Напротив, экстремально высокие концентрации этого компонента (> 1,4% в базальтах, > 1,2% в андезитах и > 1,0% в дацитах) свойственны продуктам тех вулканов, которые в большей или меньшей степени смещены в тыловые области островных дуг. Таковы вулканические ареалы: Анюйский, Балаган-Тас, Мэргень (восточная окраина Азиатского континента), острова Прибылова (Алеуты), Ламингтон (Новая Гвинея), о. Уайт (Новая Зеландия), Стейтон, Ньюберри (Каскадные горы), провинция Гвадалахара (Центральная Америка), юг-западное побережье оз. Титикака (Перуанские Анды), Лагуна-Маула (Чилийские Анды), Берсей, Флэнт, Уитни, Такахе и другие вулканические центры в пределах дуги на Земле Мэри Бэрд (Антарктида).

Al_2O_3 . Наибольшая дисперсия содержания алюминия, так же как и титана, обнаруживается в базальтах. Пониженная концентрация Al_2O_3 (< 16% в базальтах, < 15% в андезитах, < 14% в дацитах) обычно свойственна породам тех вулканических ареалов, в которых доминируют базальтоиды. Такие ареалы типичны для тыловых областей островных дуг, а также для одиночных дуг, далеко продвинутых в океан. Примером могут служить ареалы: острова Прибылова; Анюйский, Балаган-Тас, Мэргень, Тайвань; Гуам (Марьяны), Манам; Новая Георгия (Соломоновы острова), Мазов (Новые Гебриды), Ниуафооу, Фонуалей, Тофуа, Лейт (Тонга), Рауль (Кермадек), Окленд (Новая Зеландия). Повышенное содержание

ТАБЛИЦА 3

Оценка средних и стандартных отклонений петрохимических параметров для главных разновидностей вулканических пород Тихоокеанского кольца

Петрохимические параметры	Базальты (50% SiO_2)		Андезиты (58% SiO_2)		Дациты (64% SiO_2)	
	\bar{X}	\hat{S}	\bar{X}	\hat{S}	\bar{X}	\hat{S}
TiO_2	1,14	0,15	0,81	0,06	0,65	0,05
Al_2O_3	17,4	2,0	16,8	1,3	15,8	1,2
Fe_2O_3	3,65	1,11	3,17	0,87	2,52	0,79
FeO	5,81	1,33	4,28	1,49	3,06	1,29
MnO	0,17	0,05	0,14	0,05	0,11	0,04
MgO	5,83	1,35	3,06	0,87	1,96	0,64
CaO	9,40	0,65	6,61	1,59	4,66	1,17
Na_2O	2,86	0,57	3,48	0,63	3,92	0,55
K_2O	1,45	1,21	1,65	0,71	2,18	1,00
Fe (FeO)	10,02	1,34	6,88	1,44	5,38	1,50
$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}$	41,1	11,7	45,7	13,9	50,5	16,0
Fe/(Fe + Mg)	60,7	41,4	69,7	41,7	73,2	45,4



33 Рис. 4. Распределение петрохимических характеристик главных типов вулканических пород Тихоокеанского кольца

Al_2O_3 ($> 19\%$ в базальтах, $> 18\%$ в андезитах, $> 17\%$ в дацитах) чаще встречается в породах тех ареалов, которые размещаются в районах с корой отчетливо выраженного континентального типа; таковы: Акаги, Усами, Изуна, Куросима, Микоо и некоторые другие вулканические ареалы Хонсю, Майон (Филиппины), Раунг (Ява), Мутновско-Асачинский (Камчатка), Санта-Хеленс (Каскадные горы), Парикутин (Центральная Америка). Среди одиночных островных дуг явно повышенной глиноземистостью выделяются Алеуты: Богослов, Семисопочный, Киска и др.

Fe_2O_3 . Наиболее значительные колебания содержания окисного железа обнаруживают базальты. При этом как повышенные, так и пониженные его концентрации встречаются во всех типах вулканогенно-тектонических структур. Тем не менее можно отметить не очень отчетливую региональную специализацию вулканитов. Повышенное содержание этого окисла ($> 5\%$ в базальтах, $> 4,5\%$ в андезитах и $> 4\%$ в дацитах) свойственно многим вулканическим ареалам Алеут, Камчатки, Явы, Новых Гебрид. Из числа относительно обособленных ареалов можно выделить Джефферсон, Рейнир и Шафта в Каскадных горах, а также Чимборасо и Тунгурауа в Центральной Америке. Пониженное содержание Fe_2O_3 ($< 2\%$ в базальтах, $< 1,5\%$ в андезитах и дацитах) установлено в лавах вулканов Хаконе (Хонсю), Медисин-Лейк (Каскадные горы), Парикутин и в ряде ареалов Новой Зеландии.

FeO . В грубом приближении можно говорить о двух частично взаимосвязанных обстоятельствах, определяющих значительную долю вариации содержания закисного железа в породах. Первое из них — тип вулканогенно-тектонических структур. Повышенные концентрации FeO ($> 7\%$ в базальтах, $> 6\%$ в андезитах, $> 5\%$ в дацитах) более обычны в вулканитах «тонких» одиночных островных дуг. И наоборот, на крупных островах, полуостровах и окраинах континентов чаще встречаются породы с пониженным содержанием этого окисла ($< 4\%$ в базальтах, $< 2,5\%$ в андезитах, $< 1,5\%$ в дацитах). Так, относительно обогащены двухвалентным железом лавы почти всех вулканов в пределах дуг Идзу-Бонин, Новые Гебриды, Тонга и некоторых других. Противоположное отклонение свойственно вулканическим продуктам многих районов Явы, Суматры, Новой Гвинеи, Анд.

Второе обстоятельство, влияющее на содержание FeO , — относительная распространенность главных петрохимических типов пород в пределах вулканического ареала. Чем отчетливее в вулканических излияниях доминируют базальтоиды, тем выше в породах концентрации FeO . В данном случае мы встречаемся с проявлением общей закономерности — влиянием химизма среды на состав пород при условии, что последние являются частью среды. Повышенная фемичность среды так или иначе способствует возрастанию концентрации фемических компонентов во всех разновидностях пород. С подобным явлением нам неоднократно придется сталкиваться в дальнейшем.

В рассматриваемой ситуации влияние среды обнаруживается при сравнении состава лав из разнотипных вулканогенно-тектонических структур, поскольку «тонкие» дуги и обширные острова систематически различаются распространенностью базальтов, андезитов и дацитов. Аналогичное соотношение проявляется и в пределах единой вулканогенно-тектонической структуры. Локальные вариации FeO можно отчетливо наблюдать в Курило-Камчатской провинции. Повышенное содержание FeO регистрируется в лавах Дранкинского, Мутновско-Асачинского и некоторых других вулканических ареалов*, где базальтоиды распространены достаточно широко. Напротив, Авачинско-Нальчевский, Шевелучский, Ичинско-Кирганинский, Малетойвямский и им подобные ареалы с крайне ограниченным присутствием базитов характеризуются заметным пониженным содержанием FeO во всех разновидностях пород. Сходные соотношения установлены и на Японских островах. В андезитах и дацитах вулканов Ирумукепу (Хоккайдо), Кампу (Хонсю) и им подобных с практически полным отсутствием базальтоидов содержание FeO отчетливо понижено. В породах же вулканов Фудзияма, Тага, Омурояма, Акига-Комага-Таке, Хатимантай и других, изливавших в значительном количестве базальты, концентрация рассматриваемого окисла явно повышена.

MnO . В распределении марганца можно усмотреть те же тенденции, которые были отмечены для FeO , но выраженные менее отчетливо.

MgO . Вариации содержания магния в вулканитах весьма значительны. Региональная специализация и зависимость от общей кислотности — основности среды выражены слабо. Двукратные колебания концентрации MgO достаточно обычны в пределах единой вулканогенно-

* Авторы опираются на результаты районирования Камчатки, опубликованные М. М. Василевским и др. [17].

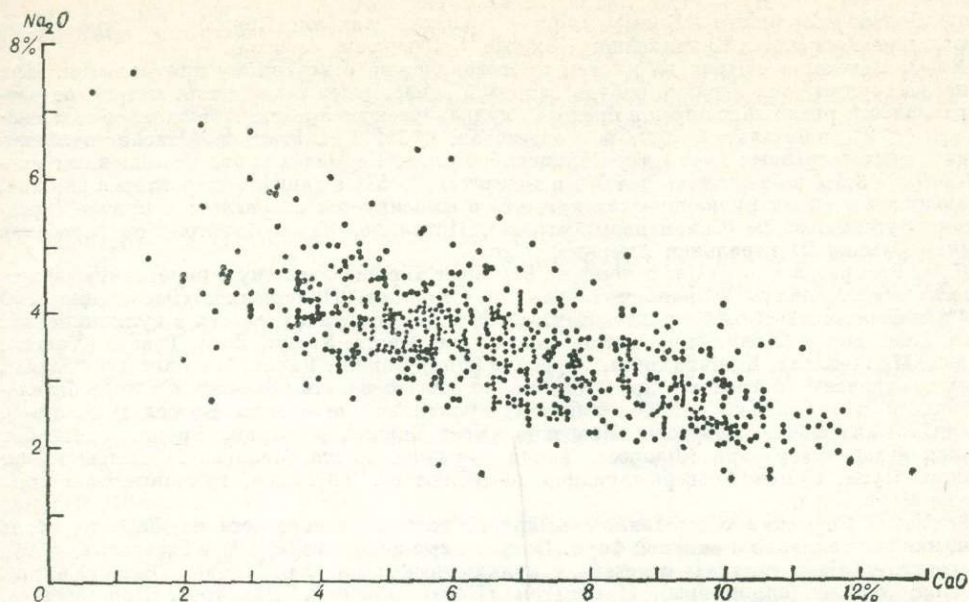


Рис. 5. Корреляционная связь Na_2O и CaO в вулканитах Тихоокеанского кольца.

тектонической структуры. Так, содержание MgO в базальтах Марианской дуги варьирует от 4% (о. Паган) до 7% (о. Гуам), а в Новых Гебридах — от 4% (о. Амбрим) до 10% (о. Аоба).

Повышенное содержание этого окисла ($> 7\%$ в базальтах, $> 4\%$ в андезитах, $> 3\%$ в дацитах) типично для тех вулканических ареалов, в которых базальтоиды либо являются единственным вулканическим продуктом, либо отчетливо преобладают. Таковы ареалы: острова Прибылова; Омурояма (Хонсю), Окленд; Тривадор (Анды) и др. Подобной особенностью, однако, обладают и некоторые вулканические ассоциации, в составе которых заметную роль играют андезиты, дациты и липариты. Примером могут служить Ундзен (Кюсю), некоторые вулканы плато Манагалеэ (Новая Гвинея), зоны Таупо — Роторуа (Новая Зеландия), Парикутин.

CaO . В каждом из рассматриваемых типов пород содержание кальция обнаруживает 2—3-кратные вариации. По-видимому, эти вариации обусловлены главным образом градиентом температуры в зонах субдукции, в силу чего наиболее обогащенными этим оксидом оказываются лавы, изливающиеся в пределах фронтальной области вулканической дуги. В тылах дуги, напротив, концентрация кальция принимает минимальное значение. С таким предположением хорошо увязывается резкий антагонизм кальция и натрия (рис. 5), в то время как отрицательная корреляция кальция и калия выражена значительно слабее ($r_{\text{CaO-K}_2\text{O}} = -0,3$).

Существенно, что отмеченная зональность в распределении кальция одинаково хорошо проявлена и в пределах зрелых структур, где тыловые вулканы удалены от океана на сотни километров, и в тонких одиночных дугах, для которых «тылы» начинаются при едва заметном отклонении от фронтальной линии. Примером вулканических ареалов первого типа являются Анюйский, Балаган-Тас, Мэргень, Ичинско-Киргизский, Сильвер-Пик (Северная Америка), юго-западное побережье оз. Титикака (Перуанские Анды). Ярким примером вулканического ареала второго типа служит Иводзима, существенно отличающийся по составу пород от смежных ареалов в Идзу-Бонинской дуге. При прочих равных условиях концентрация кальция выше в тех вулканических ареалах, в которых доминируют породы основного состава. По этой причине повышенное содержание CaO ($> 11\%$ в базальтах, $> 8\%$ в андезитах, $> 6\%$ в дацитах) наблюдается в ареалах Ивате, Омурояма (Хонсю), Торисима (Идзу-

Бонин), Лопеви, Эроманга (Новые Гебриды), Рауль, Маколи (Кермадек), Серро-Негро (Центральная Америка), Виддикейши (Южные Сандвичевы острова).

Na_2O . Поведение натрия во многом противоположно отмеченному для кальция. При этом не обнаруживается сколько-нибудь заметной зависимости содержания натрия от распространённости различных пород в пределах вулканического ареала. Пониженное содержание Na_2O ($< 2\%$ в базальтах, $< 2,5\%$ в андезитах, $< 3\%$ в дацитах) свойственно вулканитам одиночных островных дуг: Идзу-Бонинской, Тонга, Кермадек и др. Повышенный процент Na_2O ($> 3,5\%$ в базальтах, $> 4,5\%$ в андезитах, $> 5\%$ в дацитах) характерен для лав, излияющихся в тылах вулканических дуг, что и фиксируется в ареалах: Ичинско-Киргаскском; Бугенвильском (Соломоновы острова), Потрилло, Ратон-Клейтонском (Северная Америка), Сумако (Центральная Америка) и др.

K_2O . Распределение калия в породах отражает хорошо известную поперечную петрохимическую зональность вулcano-тектонических структур. Пониженное содержание K_2O ($< 0,4\%$ в базальтах, $< 0,6\%$ в андезитах, $< 1\%$ в дацитах) наблюдается в вулканических ареалах Есан, Машу (Хоккайдо), Акита-Комага-Таке, Ивате, Усами, Тага, Товада (Хонсю), Аогасима, Миякедзима, Хошиёдзима, Торисима (Идзу-Бонин), Рауль, Маколи; Эуа (Тонга), Южных Сандвичевых островов и др. Существенно обогащены этим окислом ($> 2\%$ в базальтах, $> 2,5\%$ в андезитах, $> 3\%$ в дацитах) вулканические ареалы Богослов (Алеуты), Ашюский, Балаган-Тас, Мэргень; Иводзима (Идзу-Бонин), Унгаран, Бром, Танкубан (Северная Ява), Бату-Тара (Флорес), Тауа (Фиджи), плато Манагале; Сильвер-Пик; Потрилло, Пуна, Сумако, северо-западное побережье оз. Титикака, вулканической цепи на Земле Мари Бард.

Fe (FeO). Вариации содержания суммарного железа (в пересчёте на FeO) не столь велики, как его закислой и окисной форм. Пониженные значения ($< 9\%$ в базальтах, $< 6\%$ в андезитах, $< 4\%$ в дацитах) отмечены в вулканических ареалах Миоко, Тёкай (Хонсю), Бату-Тара; Майон (Филиппины), Ламингтон (Новая Гвинея), Вангарей, Коромандель, Эгмонт (Новая Зеландия), Крейтер-Лейк, Лассен-Пик, Сильвер-Пик, Глендора (Северная Америка), Сумако, Серро-Асуль (Анды). Обогащенные железом лавы ($> 11\%$ в базальтах, $> 8\%$ в андезитах, $> 7\%$ в дацитах) преобладают в ареалах Миякедзима, Хошиёдзима, Аогасима (Идзу-Бонин), Машу, Тарумаэ (Хоккайдо), Акита-Комага-Таке; Эроманга (Новые Гебриды), Ниуафооу, Фонуалей (Тонга), Рауль (Кермадек).

Как видим, повышенная концентрация железа свойственна преимущественно вулканическим продуктам окраин континентов и крупных островов. Напротив, относительно высокое содержание этого компонента более типично для тонких островных дуг. Возможно, что этот эффект отчасти связан с уже отмечавшимся влиянием соотношения базальтов, андезитов и дацитов в пределах вулканического ареала. Тогда естественно, что породы в целом более ферричных тонких островных дуг оказываются обогащёнными железом. Любопытным исключением оказываются базальтоиды о. Виддикейши и некоторых других островов из Южно-Сандвичевой дуги, в которых содержание железа не превышает $8,5\%$. На возможных объяснениях этого явления мы остановимся в дальнейшем.

$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}$. Диапазоны колебаний окисленности железа в базальтах, андезитах и дацитах в значительной мере перекрывают друг друга, тем не менее преобладающие значения этого параметра имеют явную тенденцию к возрастанию в породах более кислого состава. Пониженной окисленностью железа ($< 30\%$) отличаются бедные щелочами породы преимущественно из тех вулканических ареалов, где дациты и липариты, а иногда и андезиты, пользуются ограниченным распространением либо вообще отсутствуют. Сочетанием отмеченных особенностей в той или иной мере обладают вулканические ареалы: Семисопочный (Алеуты), Омурояма, Тага, Хаконе, Фудзияма, Кусацу-Ширане, Якеяма (Хонсю), Сакурадзима (Кюсю), Аогасима, Миякедзима (Идзу-Бонин), Паган, Уракас (Марьяны), Тофуа, Лейт, Ниуафооу (Тонга), Окленд; Медицин-Лейк, Стейтон (Каскадные горы), Потрилло, Парикутин (Анды) и ряд вулканов Южных Сандвичевых островов. Напротив, относительно высокая окисленность железа ($> 55\%$ в базальтах, $> 60\%$ в андезитах, $> 70\%$ в дацитах) чаще наблюдается в тех ареалах, где преобладают обогащённые щелочами породы, что, как уже отмечалось, типично для тылов островных дуг. Такими ареалами являются: Богослов, Кампу (Хонсю), Ясур (Новые Гебриды), Сильвер-Пик, юго-западное побережье оз. Титикака. Из этой закономерности выпадают Манам (Новая Гвинея) и Аделейд (Антарктида).

$\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$. Значения этого параметра нередко существенно колеблются в пределах единой вулканической дуги. Повышенные значения железистости ($> 70\%$ в базальтах, $> 75\%$ в андезитах, $> 80\%$ в дацитах) наблюдаются в ареалах Богослов, Семисопочный, Узонско-Гейзерный, Алайд, Машу; Акита-Комага-Таке, Усами, Тага, Фудзияма, Изуна

(Хонсю), Куйя (Кюсю), Аогасима, Миякедзима, Хошийодзима (Идзу-Бонин), Уигаран, Бромо, Тангкубан (Северная Ява), Каркар (Новая Гвинея), Эфате (Новые Гебриды), Аделейд. Относительно низкая железистость пород преобладает в ареалах Швелуч, Ейви; Цесара и других вулканах плато Манагалез (Новая Гвинея), Аоба (Новые Гебриды), Новая Георгия (Соломоновы острова), Вангарей (Новая Зеландия), Лассен-Пик (Северная Америка), Вэли-Мексико (Центральная Америка), Пуна (Анды).

* * *

Резюмируя изложенное, отметим следующее.

1. По относительной распространенности разнотипных пород вулканические ареалы Тихоокеанского кольца образуют весьма широкий и непрерывный спектр, вполне сопоставимый с разнообразием вулканических ассоциаций древних складчатых областей.

2. Петрографические аналоги из разных вулканических ареалов существенно различаются по химическому составу. Эти различия лишь частично укладываются в известные эмпирические закономерности, касающиеся зависимости химизма пород от типа вулкано-тектонических структур, их продольной и поперечной зональности и т. п.

3. С учетом значительной внутрисериальной коррелированности химизма пород и большей дисперсии состава базальтов в дальнейшем — при анализе зависимости характера вулканических излияний от особенностей строения глубин — допустимо ограничиться петрохимическими параметрами именно этого типа вулканитов.

ГЛАВА II

ДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И СТРУКТУРА ОСТРОВНЫХ ДУГ

РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ И ГРАНИЦЫ МОХО

Учитываемые параметры

Из всего мыслимого разнообразия характеристик вулcano-тектонических систем выбраны те, сведения о которых имеются для всех или для подавляющего большинства рассматриваемых объектов; кроме того, как будет показано ниже, учтенные характеристики обнаруживают поддающиеся содержательному анализу связи с составом изверженных пород. Многие же интересные и важные параметры формы вулканических аппаратов, которые обычно изучаются при исследованиях на региональном уровне, но не отвечают нашим целям, в матрицу исходных данных не включены.

Для решения поставленной задачи оказалось целесообразным учитывать морфологические особенности литосферы не только непосредственно в пределах ареала вулканической деятельности, но и в примыкающих к нему областях. На профиле, пересекающем типичную вулканическую дугу, прослеживаются следующие элементы: ложе океана, глубоководный желоб и ареал вулканической деятельности (сегмент вулканической цепи).

Ложе океана характеризуется лишь одним параметром — осредненной оценкой глубины h_0 океанического дна. Значение h_0 определяется в полосе шириной порядка 100 км и длиной 150—200 км. Длинная сторона полосы располагается перпендикулярно к глубоководному желобу, короткая — непосредственно к нему примыкает. Попытки учесть особенности глубинного строения земной коры в пределах ложа океана не привели к существенным результатам. Диапазон изменения мощности земной коры оказался небольшим,

к тому же вариации мощности корреляционно связаны с изменениями глубины h_0 . Оценки граничной скорости сейсмических волн на поверхности Мохо варьируют в значительных пределах, однако такие сведения имеются не для всех зон и, кроме того, они не обнаруживают отчетливых связей с теми параметрами, которые тесно коррелированы с составом продуктов вулканической деятельности.

Глубоководный желоб как специфический морфологический элемент зоны субдукции может быть разносторонне охарактеризован его размерами, формой, условиями и результатами осадконакопления и т. п. В настоящее время имеется комплексная геолого-геофизическая информация о строении Курило-Камчатского, Центральноамериканского, Перуанско-Чилийского и некоторых других желобов, которая показывает значительную продольную зональность этих структур. Е. Каузел и К. Ломнитц приводят сведения о том, что основная провинция Перуанско-Чилийского желоба, протягивающаяся на юг до широты 32° , практически не имеет осадков сколько-нибудь значительной мощности. Вторая провинция, расположенная преимущественно в интервале $35-57^\circ$ ю. ш., отличается существенными мощностями осадков и меньшей глубиной.

Сведения о мощности и структуре осадочных образований в желобах весьма интересны для сопоставления с другими характеристиками, однако они имеются далеко не для всех учитываемых сегментов. Как и для океанического ложа, рассматриваются только те особенности структуры, которые характеризуют сегмент желоба, непосредственно примыкающий к ареалу вулканической деятельности. Параметры, общие для нескольких ареалов (например, длина желоба), не учитывались. Отказ от общих параметров объясняется их тесной корреляцией с частными (длина связана с глубиной и шириной); кроме того, стремление вскрыть специфику причин, определяющих индивидуальные особенности состава вулканических пород, требует привлечения таких переменных, которые описывают именно индивидуальные условия соответствующих сегментов вулканических цепей.

Для характеристики строения желоба приняты такие традиционно рассматриваемые величины, как максимальные глубина и ширина. Наиболее просто получить оценки максимальной глубины желоба $h_{ж}$. Соответствующие значения сняты непосредственно с батиметрических карт, помещенных в Морском атласе СССР, Атласе Мира, Географическом атласе «Гаймс» и в ряде других специализированных и энциклопедических изданий. При оценке $h_{ж}$ для сегментов, примыкающих к конкретным вулканическим ареалам, получены значения, которые существенно отличаются друг от друга и от экстремальных глубин, что непосредственно отражает значительную продольную зональность в морфологических особенностях структур и условиях их развития.

Более сложной и формализованной процедуры требует оценка ширины желоба $l_{ж}$, так как этот параметр зависит от глубины (абсолютной или относительной), на которой проведено измерение. За основу взяты оценки средней ширины желобов, приведенные в Океанографической энциклопедии. В значения $l_{ж}$, которые получены на основе батиметрических карт и относятся к разным сегментам одного желоба, введен общий корректирующий множитель для обеспечения равенства среднего значения по результатам измерений и среднего, указанного в энциклопедии. Таким образом сохранены индивидуальные

вариации $l_{ж}$ и устранена неопределенность, зависящая от процедуры измерений.

Наряду с оценками глубин $h_{ж}$ и h_0 в анализ вовлечены разности $h_{ж} - h_0$. Максимальные значения $h_{ж} - h_0$ типичны для Южно-Сандвичева желоба (3,0—3,5 км); далее следует группа, включающая желоба Идзу-Бонинский и Марианский (2,0—3,5), Курило-Камчатский (1,2—1,6), Японский (1,6—2,3). Несколько более широкий диапазон вариаций и меньшие в среднем значения $h_{ж} - h_0$ присущи желобам Центральноамериканскому (1,0—2,5), Индонезийскому (0,7—2,4), Алеутскому (1,1—2,3). Наконец, наименьшие разности глубин типичны для желобов Нансей (1,1—1,2) и Хикуранги (0,1—0,5).

Глубоководные желоба отчетливо выражены не только в рельефе дна океана, но и в аномалиях физических полей (гравитационного, теплового). К желобам приурочены глубокие минимумы аномалий Фая, изостатических и теплового потока. В ряде случаев наблюдаются значительные отступления от типичных соотношений между морфологической и геофизической характеристиками. Так, например, гравитационный минимум, приуроченный к желобу Кермадек, непосредственно продолжается в направлении термальной зоны Таупо на о. Северный (Новая Зеландия). При этом глубинные дислокации желоба переходят в систему разрывов, включающую Большой Альпийский разлом. Менее отчетлива гравитационная характеристика желоба Хикуранги, который учитывался при формализованном описании вулканических ареалов Таупо, Эгмонт и др. Как известно, при перестройках систем субдукции могут сохраняться реликты нескольких желобов. В этой ситуации иногда возникали сомнения относительно пространственно-временной сопряженности фрагментов структур. Решение принималось с учетом совокупности данных о рельефе поверхности Земли, распределении теплового потока и особенно сейсмичности как наименее инерционной характеристики.

Вырожденный случай — отсутствие глубоководного желоба — отвечает вулканическим цепям Каскадных гор на западной окраине Северной Америки. В отличие от обычного процесса субдукции здесь океаническая плита движется в сторону от континента [206]. Остатки ранее сформировавшихся глубоководных желобов, заполненных впоследствии кластическим материалом, обнаруживаются в пределах суши. В этом случае в качестве формальной оценки $h_{ж}$ принята глубина дна на расстоянии 100—200 км от берега; соответственно получены нулевые или отрицательные разности $h_{ж} - h_0$.

Наиболее подробно характеризуется вулканическая цепь — третий, основной элемент поперечного сечения островной дуги. Наряду с особенностями рельефа поверхности Земли и положения ареала вулканической деятельности относительно глубоководного желоба учитываются особенности сейсмического разреза литосферы и физические поля.

Предварительно в анализ были вовлечены сведения о максимальных абсолютных отметках вершин вулканических конусов и других специфических форм, а также об абсолютных отметках оснований вулканов. В дальнейшем было установлено, что наилучшую корреляцию с данными глубинной геофизики обнаруживает осредненная оценка высоты основания вулканов. Поперечные размеры зоны осреднения взяты приблизительно 50 км. Средняя высота основания h варьирует в широких пределах. Наименьшие (отрицательные) значения h соответствуют вулканическим ареалам в пределах тонких островных дуг

(Курилы, Новые Гебриды, Алеуты и др.), наибольшие — вулканическим цепям Анд.

Расстояние вулкана от оси глубоководного желоба l является одним из тех показателей, которые существенно определяют особенности глубинного строения литосферы и астеносферы, режим pT -условий в зоне магмообразования, геологическую продолжительность вулканической деятельности. Различные модификации и производные этого расстояния давно используются исследователями для изучения поперечной зональности островных дуг. В последнее время стало ясно, что величина l сложным образом зависит от особенностей геологического развития регионов. По заключению У. Р. Диккинсона, удаление вулканической цепи от желоба пропорционально продолжительности вулканической деятельности в прошлом и наращивается со скоростью приблизительно 100 км за 100 млн. лет [137].

Величина l изменяется в широком диапазоне. Наименьшие значения (125—135 км) характерны для небольших вулканических островов, выдвинутых в сторону прилегающих желобов: Ясур, Эроманга, Эфате, Амбрим (Новые Гебриды), Амчитка (Алеуты) и др. Максимальные значения l (многие сотни километров и даже больше 1000 км) типичны для внутриконтинентальных вулканических ареалов: Балаган-Тас, Мэргень, Анюйский (Азия), Ратон-Клейтон, Потрилло (Северная Америка), Пуна (Южная Америка), Андрус, Коернер, Чанг, Хартиган (Антарктида). Менее типичны большие расстояния l для островов, расположенных в глубоком тылу соответствующих дуг. Примером являются острова Прибылова (тыл Алеутской дуги), Фиджи (тыл островных дуг Тонга и Новых Гебрид). Наиболее часто $l = 150 \div 400$ км. В этот диапазон попадает и большая часть «тыловых» ареалов: Иваки, Ичиномегата, Кампу, Миоко, Куросима, Изуна (Хонсю); Ришири (Хоккайдо); Ниидзима, Коцшима (Идзу); Иводзима (Волкано); Алайд (Курилы); Манам, Кадовар, Каркар (Новая Гвинея); Богослов, Давыдов, Хвостов (Алеуты); Ньюберри (Каскадные горы); Тухтла, Дуранго, долина Мехико (Мексика); Вангарей, Коромандель, Окленд (Новая Зеландия); Алнейско-Козыревский, Шаромский, Ичинско-Кирганикский (Камчатка); Бату-Тара (Сунда).

Для повышения устойчивости оценки ковариаций и дисперсии проведено преобразование шкалы переменной l и винзоризация распределения $f_l(l)$. При этом масштаб переменной в интервале $0 \leq l \leq 500$ км сохранен неизменным; для больших значений l масштаб сжат, за предельное значение принято 700 км. Преобразование масштаба и винзоризация изменили численные значения l для небольшого числа (первые проценты) всей совокупности учетных ареалов.

Значения сейсмических параметров литосферы взяты из публикаций специалистов-сейсмологов. Данные по Дальнему Востоку СССР получены из обобщающих работ С. М. Зверева, Ю. В. Тулиной, И. К. Туезова и др. По отдельным регионам Камчатки, Курил, Сахалина и прилегающим акваториям учтены материалы И. П. Косминской, Э. Э. Фотиади, М. Х. Лившица, А. Г. Гайнанова, А. Г. Родникова, Г. И. Аносова, С. Т. Балесты, Б. В. Иванова, Б. К. Утнасна, А. А. Суворова, Э. Г. Жильцова, Ю. А. Павлова, А. Ю. Юнова и др. Для Японских островов основные сведения о параметрах земной коры получены из фундаментальных сводок, редакторами которых являются С. Миямура, С. Уеда, А. Сугимура, а также из публикаций, характеризующих

отдельные регионы, глубинные разрезы или строение всей области в определенном аспекте (авторы Т. Микумо, С. Мараучи, Т. Йошия, С. Асано, М. Хашицуме, К. Ойке, Х. Хамагучи, А. Окада, Е. Шима, М. Нагоши и др.). Учтены также публикации советских исследователей: И. К. Туезова, Э. Г. Жильцова, А. Г. Родникова, Р. Д. Родниковой и др.

Отправные данные по характеристике параметров земной коры Юго-Восточной Азии и Меланезии получены на основе материалов, которые опубликовали Ю. П. Непрочнов, Р. Райтт, С. Мараучи, В. Дж. Лудвиг, Н. Ден, А. Куботера, К. Хагивара, М. Юинг, Л. В. Хавкинс, Дж. К. Розе, Г. П. Вуллард, А. Малахов, А. С. Фурумото, В. А. Виебенга, Дж. Б. Вебб, Д. Денхам, Д. М. Финлайсон, Р. Дж. Рибурн, Дж. П. Кулл, Г. Г. Шор (мл.), Х. К. Кирк, Х. В. Менард. Для вулканических ареалов Новой Зеландии учтены публикации А. Томсона, Ф. Эвисона, К. Б. Оффисера и др.

Для характеристики земной коры в пределах Каскадных гор использованы сводные работы Г. П. Вулларда, Д. Е. Джеймса, Дж. С. Штейнхарта, а также специализированные карты, разрезы и табличные материалы, которые подготовили Дж. Х. Хеали, С. Х. Джонсон, Р. В. Коух, К. Продел, Г. Г. Шор (мл.), П. Делингер, Х. К. Кирк, В. С. Френч, Дж. В. Берг (мл.), Л. Трембли, Д. В. Эмелия и др. Численные оценки сейсмических параметров литосферы в пределах Аляски (Катмай) и Алеут получены из публикаций Е. Берга, С. Кубота, Дж. Киенле, Г. Г. Шора (мл.), Р. Хуене и др. Особенности глубинной структуры земной коры в пределах вулканических цепей Центральной и Южной Америки учтены на основе данных, которые опубликовали Д. Е. Джеймс, Л. Окола, Р. П. Мейер, Л. Чауки, Дж. Л. Ворцель, К. Ломнитц, А. Цистернак, Р. Л. Фишер, Р. В. Райтт и др. Используются материалы Панамериканского симпозиума по верхней мантии (Мехико, 1968 г.) и ряд других источников.

Наконец, для формализованного описания строения земной коры вулканических ареалов Антарктики привлечены данные К. Р. Бентли, Ф. Ф. Эвисона, К. Е. Ингхама, Р. Х. Орра, Дж. Х. Ле Форта, Н. А. Остенсо, Р. Л. Ковача, Ф. Пресса, Н. П. Грушинского, Е. Д. Корякина, Г. Е. Лазарева и др.

Для отдельных вулканических ареалов использованы оценки глубины границы Мохо H , базирующиеся на определениях по соседним районам и интерполированные с помощью данных гравиметрии и батиметрии. При этом привлечены сведения, опубликованные в серии «Геофизические монографии» (издание Американского геофизического союза), сводка Дж. С. Штейнхарта и Р. П. Мейера, выпущенная Институтом Карнеги [207], и другие источники. При отсутствии региональных сейсмических оценок H предпочтение отдано сводной работе Г. П. Вулларда и В. Е. Странга [229].

Оценка глубины поверхности Мохо в зоне глубоководного желоба (обозначенная $H_{ж}$) с точки зрения последующей корреляции с другими параметрами глубинного строения регионов и состава вулканических пород оказалась менее удачной по сравнению с оценкой глубины H непосредственно в пределах сегмента вулканической цепи. Для некоторых сегментов (южная часть Курил, Новая Британия) при переходе от океана к желобу и далее к вулканической цепи установлено не монотонное изменение H , а осложненное разрастанием коры вблизи желоба. Это послужило основанием для введения вспомогательного параметра $H - H_{ж \max}$, где $H_{ж \max}$ — максимальная глубина погружения гра-

ниды Мохо в зоне желоба на месте «корня», который может располагаться не строго под желобом, а с некоторым смещением в сторону вулканической цепи.

Распределение значений морфологических параметров и их взаимосвязи в пределах вулкано-тектонических структур

Рассмотрим статистическую характеристику параметров, для которых выше были приведены примеры экстремальных значений (табл. 4). Обращает на себя внимание небольшое число сильных корреляций. Как и следовало ожидать, средняя глубина океанического дна h_o , хотя и в ослабленном виде, но достаточно отчетливо повторяет изменения глубины в примыкающих сегментах желобов $h_{ж}$. Это общее положение легко проиллюстрировать частными примерами. В зоне Хоккайдо $h_{ж} = 7,0 \div 7,4$ км, $h_o \geq 5$ км; при переходе к Хонсю $h_{ж} = 7,7 \div 8,8$ км, $h_o \geq 5,5$ км; вблизи Кюсю соответственно 5,5—5,7 и 4,4 км. Аналогичное соотношение типично для дуг Сунда, Тонга, Кермадек. Разумеется, легко найти примеры, когда изменения $h_{ж}$ и h_o либо не связаны друг с другом, либо направлены в противоположные стороны. Так, вблизи Северных Курил $h_{ж} \approx 7$ км, $h_o \approx 5,8$ км, а вблизи Южных Курил $h_{ж} \approx 8$ км, $h_o \approx 5,3$ км.

Продольная зональность глубоководных желобов проявляется в согласованных изменениях $h_{ж}$ и $h_{ж} - h_o$, что позволяет в дальнейшем отказаться от учета одной из глубин. Отмеченная выше связь между глубиной и шириной желобов индуцирует корреляции $l_{ж}$ с теми параметрами, которые изменяются согласованно с поведением $h_{ж}$. Увеличение глубины океана и желоба сопровождается снижением средней высоты основания вулканических построек h , т. е. процесс

ТАБЛИЦА 4

Общие парные коэффициенты корреляции между параметрами поверхностного и глубинного рельефа

h_o	$h_{ж}$	$h_{ж} - h_o$	$l_{ж}$	h	l	H	$H - H_{ж} \max$	
	+ 0,7	+ 0,3	+ 0,6	- 0,3	0,0	- 0,2	0,0	h_o
		+ 0,8	+ 0,6	- 0,3	- 0,1	- 0,2	- 0,1	$h_{ж}$
			+ 0,6	- 0,1	- 0,2	- 0,1	- 0,3	$h_{ж} - h_o$
				- 0,1	+ 0,1	0,0	0,0	$l_{ж}$
					+ 0,2	+ 0,8	+ 0,7	h
						+ 0,3	+ 0,2	l
							+ 0,8	H

90%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,1$.

субдукции охватывает в разной степени, но согласованно все части рассматриваемых зон. По мере удаления вулканической цепи от желоба (с ростом l) несколько увеличивается высота основания вулканов h и глубина границы Мохо H , однако это соотношение можно рассматривать лишь как слабо выраженную тенденцию. Множественная регрессия приводит к грубо приближенному равенству

$$h \approx (1,74 + 2,35 \cdot 10^{-3}l - 0,41h_0 + \dots) \pm 1,2,$$

причем относительная ошибка определения константы и коэффициентов при l и h_0 достигает 30%. Как видно, имеет место значительное разнообразие условий, которое лишь в небольшой степени учитывается взаимно согласованными изменениями морфологических параметров.

Сильная корреляция между H и $H - H_{ж\max}$ делает излишним использование одной из этих переменных. Их связи с другими показателями приблизительно одинаковы, но глубина H несколько теснее коррелирована с параметрами глубинного строения литосферы и астеносферы, тогда как разность $H - H_{ж\max}$ — с характеристикой сейсмогенерирующих напряжений. Ввиду более широкого смысла параметра H предпочтение отдано ему.

Хорошо известное для разных регионов Земли соотношение между мощностью земной коры H и высотой местности h над уровнем моря проявляется и на рассматриваемой совокупности объектов, хотя отчетливая положительная корреляция H и h осложняется значительными региональными отклонениями. Первый пример касается разительного различия в мощности коры под Каскадными горами (20—35 км) и Андами (45—70 км); второй относится к о. Новая Британия и Новогвинейскому морю, где установлена кора, обычная по мощности для континентальных областей. С помощью множественной регрессии получено приближенное равенство

$$H \approx (19 + 6,4h + 1,2 \cdot 10^{-2}l + 1,1h_0 - \dots) \pm 6,3.$$

Как рельеф поверхности Земли, так и рельеф глубинной границы Мохо лишь отчасти связаны с рассматриваемыми здесь параметрами. Значительная доля вариаций H приходится на другие переменные, о которых речь пойдет дальше. Пример Каскадных гор и Анд хорошо иллюстрирует роль различий в глубинных условиях.

СКОРОСТЬ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРОДОЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Средняя скорость продольных волн в земной коре

Хорошо известна конвергентность изменений параметра \bar{v} под воздействием различных физических и геологических причин [32, 89]. Среди них наиболее существенно влияют мощность слабо метаморфизованных осадочных образований, кислотность — основность кристаллических пород, которые формируют главные комплексы (слои) земной коры, насыщенность коры базитовым материалом, вариации толщины слоев приблизительно постоянного состава. В соответствии с тем, что производные dv/dp и dv/dT , характеризующие изменение

скорости при изменении давления p и температуры T , имеют разные знаки ($dv/dp \neq 0$, $dv/dT < 0$), значение v обычно увеличивается с ростом мощности коры H , так как при этом растет гидростатическое давление толщи пород; скорость v уменьшается при прочих равных условиях, если повышается температура, особенно при наличии очагов частичного плавления пород.

При подготовке матрицы исходных данных значения v были «очищены» от сильных локальных вариаций. Так, при оценке v не учитывались легкие осадочные образования, в которых скорость продольных волн равна 2,3—3 км/с. Мощность слоя с экстремально низкой скоростью, как правило, не превышает 1—2 км. Исключен также эффект локальных участков частичного плавления материала коры, о чем можно было судить по результатам ГСЗ, выявившим ограниченные по объему зоны низкой скорости. Такие зоны имеются, в частности, на некоторых разрезах земной коры Камчатки. Г. И. Аносов, С. Т. Балеста, Б. В. Иванов и В. К. Утнасин отмечают, что на профиле, проходящем вблизи вулкана Безымянный, скорость v на глубине 10 км уменьшается с 6,7 до 5,3 км/с, вновь возрастая до 6,6 км/с лишь на глубине 23 км. Это снижает оценку v до 5,7 км/с, тогда как для смежных районов (Козыревская впадина, Срединный хребет, Ключевская группа вулканов) установлено $v \approx 6,35 \div 6,45$ км/с. Зоны пониженной скорости волн P выявлены также в разрезе земной коры Каскадных гор. Как показывает К. Продел [193], в южной части вулканических цепей Каскадных гор под 7-километровой толщей пород, характеризующихся скоростью около 6,5 км/с, располагается слой, в котором волны P распространяются со скоростью 6,0 км/с. При большом распространении по площади слой пониженной скорости включается в оценку v .

Для формирования волновода в верхней части земной коры нужен значительный градиент температуры или (и) существенное изменение состава пород, при котором породы с высокими значениями v (например, плотные базальты) располагаются выше пород, отличающихся пониженной скоростью (это могут быть породы с повышенной кислотностью). Судя по приведенным ниже оценкам необходимого градиента температуры и по другим соображениям, реализуются оба условия.

Изменение скорости с глубиной в однородной по составу толще пород можно представить через изменение с глубиной давления и температуры [56]:

$$dv/dz = (\partial v/\partial p)_{T=\text{const}} dp/dz + (\partial v/\partial T)_{p=\text{const}} dT/dz,$$

причем только $dv/dT < 0$, тогда как все остальные производные положительны. Если скорость с глубиной уменьшается, т. е. $dv/dz < 0$, то по абсолютному значению произведение $(dv/dT) dT/dz$ больше, чем $(dv/dp) dp/dz$ и, следовательно,

$$\frac{dT}{dz} > \frac{dp}{dz} \cdot \frac{(\partial v/\partial p)_{T=\text{const}}}{|(\partial v/\partial T)_{p=\text{const}}|}.$$

Экспериментальными исследованиями упругих характеристик кристаллических пород установлено [95], что в условиях, типичных для верхней части земной коры, увеличение температуры на 100 К сопровождается уменьшением скорости v примерно на 0,6—0,7 км/с; рост давления на 10^8 Па вызывает увеличение скорости на 0,35—0,4 км/с. Принимая во внимание только

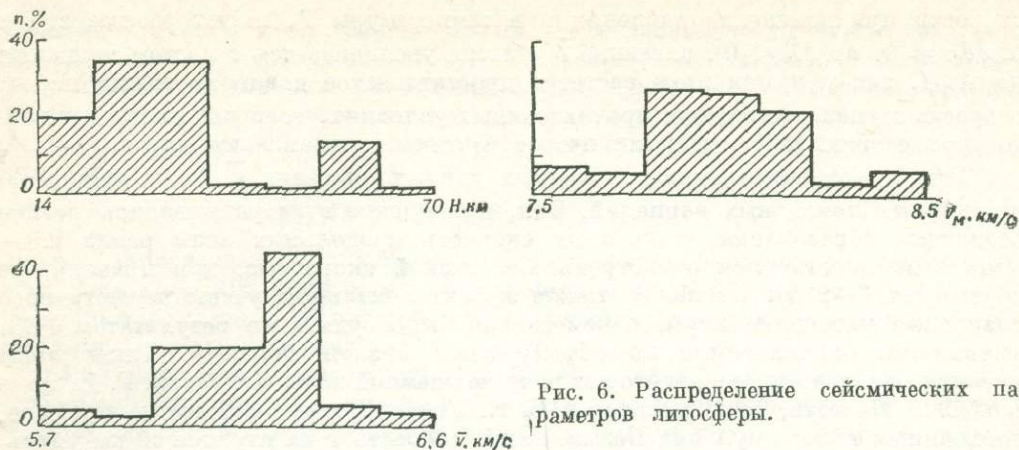


Рис. 6. Распределение сейсмических параметров литосферы.

гидростатическое давление слоя пород ($dp/dz = \rho g$, где ρ — плотность пород; g — ускорение свободного падения), находим

$$dT/dz > \rho g (\partial v / \partial p)_{T=\text{const}} | (\partial v / \partial T)_{p=\text{const}} |^{-1}.$$

При $\rho = 2,8 \text{ г/см}^3$ с учетом приведенных выше численных значений других величин получаем $dT/dz \approx 14 \div 17 \text{ К/км}$. Вертикальный градиент температуры $15\text{--}20 \text{ К/км}$ вполне реален для тех сегментов вулканических цепей, где тепловой поток имеет высокие значения: $(6 \div 8) \cdot 10^{-2} \text{ Вт/м}^2$. Формирование вулканических толщ мощностью несколько километров — также обычное явление для рассматриваемых геологических условий. Можно лишь отметить, что при этом одновременно должна возрастать скорость сейсмических волн и в подстилающих породах, поскольку сохранность состава последних при массовом поступлении вулканического материала вряд ли может быть обеспечена. Таким образом, протяженные сейсмические волноводы в земной коре рассматриваемых регионов непосредственно связаны с вулканической деятельностью и отражают преимущественно термическое состояние глубин.

Элиминация локальных изменений \bar{v} оказалась необходимой главным образом потому, что для подавляющего большинства ареалов отсутствует подробная характеристика $v(z)$, на основе которой можно получить индивидуализированную оценку \bar{v} . Поэтому учтенные вариации скорости \bar{v} отражают преимущественно региональные тенденции. Статистическое распределение (рис. 6) дает $\bar{v} = 6,2 \pm 0,16 \text{ км/с}$; преобладают значения $6,1\text{--}6,35 \text{ км/с}$. По отношению к среднему значению $6,2 \text{ км/с}$ отдельные регионы подразделяются на две группы. Первая объединяет регионы, для которых скорость больше среднего или приближается к нему (Камчатка, Курилы, Хоккайдо, Хонсю, Анды, Каскадные горы, Новая Британия). Во вторую группу входят регионы, где $\bar{v} < 6,2 \text{ км/с}$ (Кюсю, Сахалин, Алеуты, Центральная Америка).

Сравнение этих групп показывает, что в первой представлены преимущественно тектонически более зрелые области (крупные острова, окраины континентов), во второй чаще встречаются тонкие цепочки вулканических островов.

Указанное различие отражает в первую очередь различие по мощности земной коры. Вместе с тем нельзя утверждать, что имеется отчетливая связь \bar{v} и H , поскольку близкие значения \bar{v} характеризуют области, различающиеся по мощности коры почти в 2 раза, что видно на примере вулканических ареалов Хонсю и Анд [163, 216]. Наличие региональных вариаций \bar{v} подтверждается и при сопоставлении сравнительно однотипных в тектоническом отношении областей, например северо-западного звена Тихоокеанского кольца, с одной стороны, и его северо-восточного и северного звеньев — с другой.

Данные Е. Берга, С. Кубота, Дж. Киенле по строению коры в национальном заповеднике Катмай, полученные для двух сечений, показывают, что при сравнительно мощной коре ($H \approx 35$ км) здесь наблюдается пониженная средняя скорость $\bar{v} \approx 6,1 \div 6,15$ км/с. Значительно более высокая скорость (6,3—6,4 км/с) типична для вулканических зон Камчатки, Хоккайдо, Хонсю, где мощность коры приблизительно такая же или даже несколько меньше ($H \approx 28 \div 35$ км) [25, 94, 209, 216]. Сравнение скоростного разреза литосферы Алеутских и Курильских островов, которое провели М. А. Чиннери и М. Н. Токсёз, также показало, что на Курилах скорость (6,3 км/с) больше, чем на Алеутах (6,18 км/с); для оценки \bar{v} в коре Алеут использован атомный взрыв «Длинный выстрел».

Внутрирегиональные вариации параметра \bar{v} также достаточно велики. В качестве примера можно указать на о. Сахалин, расположенный в тылу Курило-Камчатской дуги. Для разреза земной коры Сахалина типично невысокое значение \bar{v} , которое по разным определениям приблизительно равно 6,0—6,2 км/с [70, 94]. Низкая скорость, по-видимому, обусловлена большой мощностью слабо метаморфизованных осадочных пород и повышенной температурой на глубине, которую можно предполагать, учитывая теплоизоляционный эффект этих образований. Кроме о. Сахалин, Аляски (Катмай), островов Прибылова (тыловая часть Алеутской дуги) низкие значения \bar{v} определены для Центральной Америки (хотя в последнем случае надо отметить неполноту данных). Нами учтены материалы ГСЗ в прибрежных районах, отчасти характеризующие строение коры и в пределах суши (Западная Гватемала) [203]; приняты во внимание также результаты сейсмических исследований в Мексике (профиль Висконсин) и некоторые другие оценки скорости. Дж. Е. Фикс отмечает, что по распространению поперечных волн в земной коре Центральная Мексика похожа на Аризону (Провинция Бассейнов и Хребтов).

Экстремально высокие значения $\bar{v} \approx 6,6$ км/с характерны для некоторых площадей в пределах о. Новая Британия, где по данным ГСЗ обнаружена необычная для таких островов утолщенная земная кора [131, 218]. Ее нижняя часть (мощностью более 15 км) сложена породами с высокими значениями $v \approx 7,0 \div 7,2$ км/с. Не исключена возможность, что граница Мохо проходит здесь выше принятого уровня, в этом случае значение \bar{v} уменьшится, одновременно изменится и станет очень малой оценка v_M , а также нарушится корреляция границы М на профиле ГСЗ. Последнее обстоятельство дает основание принять высокое значение скорости \bar{v} .

Корреляция скорости \bar{v} с другими сейсмическими и морфологическими параметрами литосферы показывает наличие ряда умеренных или слабых

связей. Средняя скорость продольных волн в коре рассматриваемых сегментов вулканических цепей растет по мере погружения поверхности Мохо, а также углубления и расширения прилегающих частей глубоководного желоба ($r = +0,3$). Менее существенно увеличение скорости v , сопровождающее углубление дна океана за пределами желоба и подъем основания вулкана над уровнем моря ($r = +0,2$). Таким образом, скорость v связана с интенсивностью процесса субдукции (в той мере, в какой об этом можно судить по значениям $h_{ж}$ и $l_{ж}$) и с продолжительностью этого процесса, поскольку мощная кора в пределах вулканической цепи может рассматриваться как один из интегральных показателей длительного взаимодействия плит.

Характеристика распространения и поглощения упругих колебаний в мантии

Скорость распространения продольных волн v_M непосредственно ниже границы раздела земная кора — мантия оценивается по разным источникам с неодинаковой точностью. Наряду с материалами ГСЗ, которые часто характеризуют мантию (и соответственно ее параметр v_M) лишь в слое толщиной 5—10 км, используются данные сейсмологических исследований с помощью объемных и поверхностных волн. В последнем случае оценка v_M оказывается более осредненной и относится к слою мантии мощностью первые десятки километров [47, 119 и др.]. Развитие сейсмических и сейсмологических исследований, использование совершенных методических приемов имели своим следствием более детальное изучение скорости волн в мантии. При этом обнаружено, что диапазон изменения рассматриваемого параметра значительно шире, чем указывалось ранее при генерализованных оценках v_M . Интересна тенденция выявления особенно низких значений скорости, что можно проследить на примере ряда регионов.

Первоначально анализ генерализованных годографов показал, что в области Японских и Курильских островов скорость волн P в мантии (при глубине 30 км) равна 7,8—7,9 км/с. Эта общая оценка в дальнейшем детализирована для разных районов обширного северо-западного сегмента Тихоокеанского кольца. В верхней мантии Камчатки обнаружены зоны со скоростью около 7,4 км/с. Затем было показано, что значения скорости для разных районов Камчатки существенно и неодинаково изменяются с глубиной. В интервале 35—65 км скорость варьирует преимущественно от 7,5 до 7,8 км/с [47]. Экстремально низкие скорости распространения продольных волн в мантии (около 7,2—7,4 км/с) установлены в последние годы для области, включающей острова Тонга, Фиджи, Новые Гебриды [107, 114, 220]. Ранее для этого региона указывались более умеренные оценки v_M .

Поскольку выявление наиболее значительных вариаций скорости зависит от детальной исследованности (которая существенно неодинакова для рассматриваемых ареалов), то при характеристике сегментов вулканических цепей были учтены внутрирегиональные тенденции изменения v_M ; вместе с тем общее распределение значений v_M усечено слева так, что минимальное учитываемое значение $v_M = 7,5$ км/с. Этим уменьшена та часть дисперсии, которая связана с неодинаковой изученностью, и тем самым подчеркнута специфика региональ-

ных особенностей мантии, представленных вариациями v_M . При недостатке данных (Анды, Антарктика, Новая Зеландия) принята постоянная или слабо изменяющаяся внутри региона характеристика v_M . По гистограмме (см. рис. 6) $v_M = 7,9 \pm 0,17$ км/с.

Регионы, где скорость воли P в мантии (вблизи поверхности Мохо) меньше среднего значения или близка к нему, собираются таким образом, что в определенной мере повторяют то группирование, которое было сделано по высоким значениям скорости \bar{v} , т. е. для рассматриваемых вулканических цепей характерна тенденция сочетания плотной коры и разогретой мантии. К группе регионов с низкими и умеренными значениями v_M относятся Курилы, Камчатка, Хоккайдо, Хонсю, Тонга, Новые Гебриды, Каскадные горы; повышенные значения v_M характерны для Кюсю, Сахалина, Аляски, Новой Британии, Новой Гвинеи, Соломоновых островов, Центральной Америки. Скорость v_M , близкая к среднему по множеству объектов, определена для вулканических цепей Алеут, Анд и некоторых других областей.

Подразделение регионов по скорости v_M согласуется с данными о положении астеносферного канала (слоя низкой скорости). Зависимости $v(z)$, осредненные по большой площади, показывают значительные межрегиональные различия глубины z_{ext} на которой функция $v(z)$ принимает минимальное значение. Используя оценки z_{ext} , которые дают Е. Весанен, М. Нурма, М. Т. Поркка, Дж. А. Брукс, можно предположить, что в регионах с малыми значениями v_M астеносферный слой хорошо развит и относительно приподнят, тогда как в регионах с повышенными значениями v_M астеносфера либо недостаточно развита и вместе с тем расположена относительно высоко, либо имеет значительную мощность, но ее центральная часть находится сравнительно глубоко.

Связи параметра v_M с морфологической характеристикой литосферы сложны и не очень отчетливы. Низкие значения v_M , указывающие на сильный разогрев верхней части мантии и нижней части коры, отмечены для вулканических цепей, которым сопутствуют глубокие желоба. Однако к этой группе примыкают и Каскадные горы, не имеющие параллельного желоба. В группу с повышенными значениями v_M попадают вулканические ареалы, находящиеся в далеком спокойном тылу островных дуг либо по соседству с желобами, отличающимися небольшой или умеренной глубиной. Сюда же попадают ареалы тех регионов, для которых характерна смена режима субдукции и изменение расположения желобов. Попутно отметим, что холодная мантия в некоторых районах Центральной Америки (Гватемальский бассейн) дала основание Р. Н. Андерсону, который анализировал относительные перемещения плиты Кокос, использовать термин «холодные точки».

Зависимость $v_M(H)$ весьма слаба и не укладывается в эмпирическое уравнение Б. Гутенберга

$$v_M = 8,08 - 0,011(H - 40),$$

которое выведено для разновозрастных континентальных областей с использованием данных по отдельным вулканическим зонам Тихоокеанского кольца (Аляска, Анды, Японские острова).

Аномалии скорости распространения упругих колебаний в мантии в некоторой степени согласуются с аномалиями поглощения их энергии. Сильное

поглощение сейсмических волн является индикатором пониженной вязкости и повышенной пластичности (в сочетании с частичным плавлением) вещества мантии, что в свою очередь облегчает разнообразные деформации и перемещения, которые сопровождаются крипом, изостатическим всплыванием и т. п. Оценки поглощения сейсмических волн известны лишь для отдельных регионов, поэтому названная характеристика не включена в матрицу исходных данных. Количественной мерой является добротность Q , которая изменяется от 8—100 (сильное поглощение волн) до многих сотен и даже первых тысяч (слабое поглощение). Атомный взрыв «Длинный выстрел», проведенный на о. Амчитка, использован для оценки Q мантии о. Хонсю. По Г. Канамори, на глубине 250 км добротность $Q \approx 80$ и приблизительно 2% материала мантии находится в расплавленном состоянии.

Систематизированные данные о температуре астеносферы, поглощении поперечных волн и параметрах релаксации напряжений имеются для территории США. Разнообразные показатели подтверждают наличие зон частичного плавления вещества в мантии Каскадных гор, Провинции Бассейнов и Хребтов, на юге Калифорнии и Невады. Экстремально сильное поглощение упругих волн установлено в тыловых частях островной дуги Тонга, под островами Фиджи и бассейном Лау. Не случайно эта область расценивается как одно из самых горячих мест на Земле [13]. Распределение Q здесь таково: субдуцируемая литосферная плита отличается высокой добротностью, а область мантии, примыкающая к зоне Беньофа (со стороны тыла), — особенно низкой. Область низких значений Q располагается и далее к западу, под островами Фиджи, однако здесь она перекрыта сверху жесткой литосферой, толщина которой приблизительно 70—90 км [107, 114]. Зоны высокого поглощения упругих волн обнаружены также в мантии Анд. Наличие очагов частичного плавления вещества независимо устанавливается по электромагнитным данным [13].

Таким образом, под вулканическими цепями мантия отличается пониженной скоростью распространения волн и более высоким их поглощением; в зоне Беньофа материал характеризуется высокой скоростью распространения волн и малым их поглощением, что указывает на высокие напряжения сжатия и пониженную температуру.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ И ГЕОМЕТРИЯ ЗОН БЕНЬОФА

Обобщенная оценка сейсмической активности

Сопоставление сейсмической и вулканической деятельности является традиционной задачей геологов. Опыт подсказывает, что при удачном выборе показателей для характеристики заведомо связанных, но сложно согласованных явлений обычно удается установить закономерности разной степени общности. В качестве одной из характеристик сейсмичности целесообразно использовать интегральную оценку ее интенсивности I . Очевидно, что число N землетрясений с определенной магнитудой M (нормированное по времени и площади проявления) сильно зависит от самой магнитуды и в общем случае убывает по закону Гутенберга — Рихтера $\lg N = a - bM$.

Если зафиксировать узкий диапазон вариации M , то появляется возможность сопоставлять сегменты вулканических цепей по числу N или по связанной

с N переменной (например, $\lg N$). Однако надежность оценки N для землетрясений большой магнитуды убывает с ростом M , поэтому более оптимальная процедура должна опираться на серию оценок $N(M)$ при фиксированных интервалах изменения M и использовать свертку этих данных. Примером подобной свертки является карта, интегрально характеризующая интенсивность сейсмичности в пределах юга Евразии (Альпы, Средиземноморье, Тавр, Кавказ, Эльбурс, Копетдаг, Памир, Тянь-Шань, Гиндукуш, Гималаи, островные дуги Юго-Восточной Азии). Отсутствие аналогичной подробной карты для Тихоокеанского кольца вынуждает обращаться к сводкам, представляющим с единых позиций данные по отдельным сейсмоактивным районам.

Для оценки I использованы обобщающие материалы изучения сейсмичности островных дуг и других тектонических структур Тихоокеанского кольца, приведенные в сводке С. Миямуры [182]. Для 19 районов сейсмической активности учтены данные о повторяемости землетрясений с магнитудами $M = 4,5 \div 5; 5 \div 5,5; 5,5 \div 6$ и $6 \div 6,5$. Анализ корреляционных связей этих четырех переменных показал, что все элементы корреляционной матрицы положительны и имеют большие значения ($r \approx 0,5 \div 0,8$). Преобразованием матрицы с помощью компонентного факторного анализа установлено, что первая главная компонента учитывает 77% суммарной изменчивости системы и может рассматриваться как хорошее приближение искомой характеристики I . Об этом можно судить по высоким факторным нагрузкам a_{i1} переменных:

$$M = 4,5 \div 5; \quad a_{11} = +0,87; \quad M = 5,5 \div 6; \quad a_{31} = +0,93;$$

$$M = 5 \div 5,5; \quad a_{21} = +0,96; \quad M = 6 \div 6,5; \quad a_{41} = +0,73.$$

По значениям первой главной компоненты (указаны в круглых скобках) 19 районов, учтенных по сводке С. Миямуры, ранжированы в порядке возрастания их сейсмической активности: Антарктика, Южное Чили (-1,6); Новая Зеландия (-1,5); Кюсю, Рюкю (-1,4); Тайвань (-1,0); Суматра (-0,75); Запад США (-0,72); Центральная Америка (-0,5); Марианы (-0,2); Япония, Идзу-Бонин (+0,1); Филиппины (+0,14); Суанда (+0,145); Сулавеси (+0,3); Анды (+0,5); Курилы (+0,55); Восточные Алеуты (+0,6); Тонга, Кермадек (+0,85); Новые Гебриды (+1,2); Соломоновы острова, Новая Гвинея (+1,4); Западные Алеуты (+1,8).

Вторая главная компонента учитывает лишь 15% суммарной изменчивости; факторные нагрузки a_{i2} существенны только для двух переменных из четырех:

$$M = 4,5 \div 5; \quad a_{12} = -0,35; \quad M = 6 \div 6,5; \quad a_{42} = +0,67.$$

С учетом того, что число землетрясений с максимальной магнитудой, несомненно, определяет интенсивность сейсмической активности, а этот показатель входит во вторую компоненту со значительным весом, приведенное выше ранжирование нуждается в некоторой корректировке. Использование кластер-анализа и определение групп районов, которые близки по совокупности рассматриваемых данных, а также учет расположения конкретных ареалов в сеймотектонических зонах и ограничений относительно непрерывности изменения I для смежных сегментов вулканических цепей привели к следующему подразделению районов по обобщенной сейсмической активности (численная оценка I в условных единицах приведена в скобках): Антарктика (0,5); Новая Зеландия,

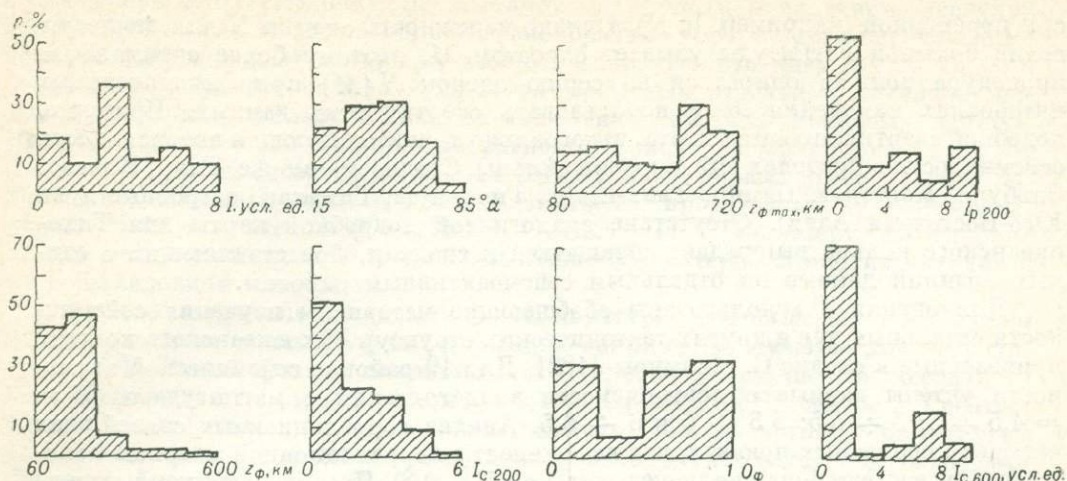


Рис. 7. Распределение характеристик зон Беньюфа.

Кюсю, Рюкю, Тайвань (1); Запад США (Каскадные горы и смежные районы) (2); Центральная Америка (2—3); Суматра (3); Хоккайдо, Хонсю, Идзу, Марианы, Южные Анды (4); Сунда, Сулавеси, Центральные Анды (5); Восточные Алеуты (4—5); Курилы, Тонга, Кермадек (6); Соломоновы острова, Новая Гвинея, Новые Гебриды (7); Западные Алеуты (8). Среднее значение I для всей совокупности вулканических цепей равно 3,9; стандартное отклонение 1,9 (рис. 7).

Распределение сейсмогенерирующих напряжений по глубине

Благодаря развитию разветвленной сети сейсмологических станций и созданию службы по определению координат очагов всех сколько-нибудь значительных землетрясений (с характеристикой дислокаций в очагах сильных землетрясений) стали возможными обобщения сейсмологических наблюдений; при этом важное место отводится не только повторяемости землетрясений и их общей энергетической характеристике, но и типу сейсмогенерирующих напряжений. Количественная оценка разнотипных напряжений, принятая нами, основана на материалах глобальной сводки, которую опубликовали Дж. Оливер, Б. Исакс, М. Баразанги и В. Митроновас [141]. Сводка включает характеристику большей части регионов, рассматриваемых в настоящей главе. Для каждого из них учитывается раздельно распределение сжимающих, растягивающих и косо ориентированных напряжений. Направление сжимающих и растягивающих напряжений связано с погружающейся плитой.

К числу регионов, для которых получена полная информация, относятся: Марианы, Тонга (раздельно север и юг), Хонсю, Курилы, Идзу-Бонин (север, центр и юг), Кермадек, Перу, Северное Чили, Новые Гебриды (север и юг), Флорес, Ява, Минданао, Новая Зеландия, Новая Британия, Соломоновы острова, Центральная Америка, Алеуты, Рюкю, Суматра, Южные Сандвичевы острова.

Для отсутствующих в этом списке регионов (Камчатка и др.) характеристика напряжений дана с учетом других (дополнительных) материалов и на основе экстраполяции и интерполяции полных сведений, имеющихся для смежных регионов. Учтены также тенденции изменения режима напряжений в зависимости от общей интенсивности сейсмичности, максимальной глубины расположения очагов и однородности их распределения во всем учитываемом интервале глубин (0—700 км).

В качестве первого приближения оценки максимальной глубины сейсмических фокусов $z_{\text{ф max}}$ взяты данные из сводки [141], при этом учтены тенденции внутрирегиональных вариаций названного параметра, для чего использованы многочисленные публикации, посвященные сейсмичности отдельных регионов или содержащие интересующие нас сведения попутно с другими данными. (Подробные ссылки на использованную литературу приведены ниже — при описании геометрии сейсмофокальных поверхностей). Аналогичным образом собирались сведения об однородности распределения сейсмических фокусов $O_{\text{ф}}$ в интервале 0—700 км. Чтобы облегчить сопоставление данных о распределении разнотипных напряжений по глубине с другими характеристиками, 700-километровый интервал распределения фокусов разделен на горизонтальные слои толщиной 100 км. С учетом реального распределения очагов оказалось необходимым характеризовать интенсивность сжимающих напряжений $I_{\text{с}}$ в семи слоях (от 0 до 700 км), растягивающих $I_{\text{р}}$ — в четырех (от 0 до 400 км; при $z > 400$ км растягивающие напряжения весьма редки), косо ориентированных $I_{\text{к}}$ по отношению к зонам Беньофа — в шести (от 0 до 600 км). Отсутствие значительных растягивающих напряжений глубже 400 км в глобальном масштабе коррелировано с наличием сильной границы на глубине ~ 400 км [13] и с уменьшением сейсмической энергии в интервале 400—500 км. В формуле Гутенберга — Рихтера $\lg N = a - bM$ коэффициент b зависит от глубины. При переходе от меньших глубин к интервалу 400—500 км коэффициент b возрастает от 0,7—0,8 до 1,0—1,1. Далее он вновь уменьшается до 0,75—0,8, что позволило Р. Чоухану и В. Шривастава связать с указанным интервалом определенные глобальные особенности сейсмического режима мантии.

Итак, для сегментов вулканических цепей, входящих в один сейсмический регион, имеем общую характеристику распределения напряжений по глубине, основанную на 17 показателях ($I_{\text{с } 100}, \dots, I_{\text{с } 700}; I_{\text{р } 100}, \dots, I_{\text{р } 400}; I_{\text{к } 100}, \dots, I_{\text{к } 600}$); интенсивность напряжений выражена в условных единицах. Дополнительно ареалы вулканической деятельности получают более индивидуализированную характеристику, основанную на показателях $z_{\text{ф max}}$ и $O_{\text{ф}}$. Использование подробной сейсмологической характеристики напряжений на фиксированных глубинах вполне оправданно (см. главу III). Именно послынное описание разнотипных напряжений оказалось наиболее эффективным ключом для понимания природы физических явлений, интегрально выраженных аномалиями гравитационного и электромагнитного полей и сопутствующими вариациями химизма вулканических пород.

Формализованная оценка параметров $I_{\text{с}}, I_{\text{р}}, I_{\text{к}}$, опиравшаяся на графическую сводку [141], основана на учете числа символов, которые обозначают наличие напряжений рассматриваемого типа и попадают в заданный 100-километровый интервал. Если символ располагается на границе слоев, его вклад делится и учитывается при описании двух смежных слоев. Подробное описание

распределения напряжений по регионам здесь представляется излишним, так как оно содержится в исходной сводке [141] и в других работах Б. Исакса, Л. Сайкса, П. Молнера [160, 161].

Важно отметить прежде всего сложность распределения напряжений, их существенное различие для тех островных дуг, которые по многим другим показателям рассматриваются как близкие (Тонга, Кермадек, Новые Гебриды), и сходство (хотя бы в отношении некоторых интервалов глубин и некоторых типов напряжений) для весьма несхожих вулcano-тектонических структур (сжимающие напряжения в пределах Рюкю, части Курил; растягивающие в мантии Перу, Минданао, Новой Британии и т. д.).

Визуальный анализ показывает четкое проявление хорошо известной эволюционной тенденции изменения режима напряжений: в тектонически зрелых областях преобладают растягивающие напряжения, которые сосредоточены в верхней части рассматриваемого интервала (до 200 км), тогда как для тонких цепочек вулканических островов в большей степени типичны сжимающие напряжения, распределенные в большом интервале глубин. Обращает на себя внимание закономерное изменение режима сейсмичности в последовательности однотипных островных дуг, расположенных в западной части Тихоокеанского кольца (Идзу-Бонин, Марианы и Новые Гебриды). На севере Идзу-Бонинской дуги (так же как и в прилегающей части Хонсю) сжимающие напряжения интенсивно проявлены в третьем и четвертом слоях, в центральной части дуги — на большей глубине (в четвертом и преимущественно в пятом), а на юге дуги — только в пятом. В Марианской дуге наиболее сильные сжимающие напряжения проявлены еще глубже (шестой слой). На севере Новых Гебрид эти напряжения мало типичны. На юге Идзу-Бонинской, Новогебридской и в пределах Марианской дуг отмечаются косо ориентированные напряжения. Такое распределение сейсмичности указывает на постепенное изменение глубинных условий, определяющих накопление, проявление и релаксацию напряжений. Можно полагать, что в направлении от Идзу-Бонинской дуги к Новогебридской возрастает пластичность мантийного материала и возможность латерального перераспределения масс.

Природа косо ориентированных сейсмогенерирующих напряжений (которые в свою очередь могут быть и сжимающими и растягивающими по отношению к некоторым другим поверхностям, кроме сейсмофокальной поверхности в зоне Беньофа) требует специального изучения. Важно уже то, что эти напряжения распространены не реже, чем, например, растягивающие, которые, как известно, имеют четкий тектонический смысл. Сопоставимый по полноте анализ косо ориентированных напряжений обещает помочь в выяснении масштабов и роли латеральных перемещений, которые существенно осложняют генерализованную схему субдукционно-спредингвого конвейера.

Корреляционный анализ переменных $I_{с 100}, \dots, I_{с 700}, I_{р 100}, \dots, I_{р 400}, I_{к 100}, \dots, I_{к 600}$ выявляет полярные связи сжимающих и растягивающих напряжений. Сильная сейсмологическая граница на глубине 400 км проявляется в том, что интенсивность сжимающих и косо ориентированных напряжений в интервале 400—500 км тесно связана с интенсивностью растягивающих напряжений в интервале 300—400 км. Вместе с тем отсутствуют отчетливые связи однотипных напряжений в слоях по разные стороны от этой границы. Обращает на себя внимание большое число слабых корреляций и случаев

ТАБЛИЦА 5

Результаты факторного анализа сжимающих I_c и косо ориентированных I_k сейсмогенерирующих напряжений

Напря- жение	Фак- тор	Вес, %	Глубина, км						
			0—100	100—200	200—300	300—400	400—500	500—600	600—700
I_c	F_1	37	+0,5	+0,5	+0,7	+0,6	+0,5	+0,7	+0,7
	F_2	27	+0,6	+0,7	-0,1	-0,2	+0,6	-0,6	-0,6
	F_3	16	-0,3	0,0	+0,5	+0,6	-0,1	-0,4	-0,4
I_k	F_1	26	+0,2	+0,8	+0,7	-0,3	-0,5	-0,2	-0,2
	F_2	20	+0,9	+0,1	-0,5	0,0	-0,2	-0,2	-0,2

полного отсутствия корреляции, что указывает на сложность общей картины.

Учет связей между однотипными напряжениями на разной глубине позволяет выявить наиболее характерные тенденции изменения этих напряжений путем свертки переменных I_c и I_k , поскольку эти величины характеризуют напряжения в большом диапазоне глубин. Для характеристики сжимающих напряжений важное значение имеют три ортогональные компоненты (табл. 5). Судя по факторным нагрузкам первая из них представляет общую интенсивность сжимающих напряжений, ориентированных вдоль зон Бенъофа, во всем учитываемом диапазоне глубины. Вторая компонента подчеркивает сосредоточение сжимающих напряжений в интервалах 0—200 и 400—500 км и ослабление напряжений при $z > 500$ км. Отчетливое проявление этой компоненты ранее объяснялось отрывом и самостоятельным погружением частей литосферных плит. Наконец, третья ортогональная компонента выделяет как самостоятельную особенность сейсмофокальных зон интенсивные сжимающие напряжения в интервале 200—400 км; одновременно подчеркивается относительное ослабление сжатия выше и ниже указанного интервала.

Разумеется, в чистом виде ни одна из этих компонент не фигурирует ни в одной из сейсмофокальных зон, однако линейные комбинации трех компонент хорошо представляют все разнообразие сжимающих напряжений во всех учтенных при обработке материалов сейсмоактивных районах. В совокупности три ортогональные компоненты учитывают 80% суммарной дисперсии семи переменных и отражают сложный характер связей между напряжениями на разных глубинах. Для содержательной интерпретации этих компонент необходимо привлечение всей совокупности данных.

Внутренние связи косо ориентированных напряжений на разных глубинах выражены менее отчетливо. Поэтому кажется оправданным учесть только две доминирующие тенденции согласованного изменения I_k . Первая подчеркивает сосредоточение напряжений на глубине 100—300 км и ослабление на глубине 300—500 км. Вторая тенденция указывает на значительное усиление напряжений в самой верхней части интервала (до 100 км), т. е. в основном в литосфере, при одновременном их ослаблении в нижней части астеносферы и в подастено-сферном слое, особенно на глубине 200—300 км.

Связь режима напряжений с интенсивностью сейсмичности, распределением фокусов и их максимальной глубиной

Общие тенденции согласованного изменения режима сейсмогенерирующих напряжений, максимальной глубины расположения очагов и интенсивности сейсмической деятельности стали ясными в результате обобщающих исследований [141, 191]. Конкретизация их (табл. 6) позволяет отметить следующее. Интенсивность сейсмичности I коррелирована с сжимающими напряжениями во всем диапазоне глубин за исключением интервала 200—400 км. Напротив, связи растягивающих напряжений проявлены только в интервале 100—400 км. Корреляция I с косо ориентированными напряжениями во многом повторяет установленную для сжимающих усилий, при этом она более заметна на глубинах 400—600 км.

Связи параметра O_{ϕ} явно сильнее. Очевидно, однородность зависит прежде всего от заполнения фокусами центральной части всего рассматриваемого диапазона, т. е. от массовости очагов на глубине 200—500 км. Ослабление сейсмогенерирующих напряжений в этом интервале обычно объясняют отрывом части субдуцируемой пластины и ее самостоятельным погружением на большую глубину, что рассматривается как реализация в природных условиях известного лабораторного эксперимента, поясняющего закон Стокса. В экстремальном варианте идея о самостоятельном движении оторвавшейся части литосферной плиты внутри мантии допускает не только генерацию сопутствующих напряжений и сейсмических явлений, но и формирование самостоятельных вулканических цепей. Представляется, что гипотеза отрыва и «свободного падения» части литосферной пластины может объяснить случаи, когда углы наклона зон Бенъофа увеличиваются с глубиной, но в эту гипотезу не укладываются сложные изменения формы и выполаживание сейсмофокальных поверхностей на глубине несколько сотен километров, т. е. те особенности пространственного

ТАБЛИЦА 6

Общие парные коэффициенты корреляции между характеристиками сейсмичности

Характеристики сейсмичности	Глубина, км							Тип напряжений
	0—100	100—200	200—300	300—400	400—500	500—600	600—700	
I	+0,2	+0,3	-0,1	+0,1	+0,3	+0,2	+0,1	Сжимающие I_c
O_{ϕ}	+0,3	+0,2	+0,5	+0,6	+0,6	+0,5	+0,5	
$z_{\phi \max}$	+0,2	+0,1	+0,2	+0,3	+0,4	+0,6	+0,5	
I	0,0	+0,3	+0,3	+0,3				Растягивающие I_p
O_{ϕ}	-0,4	-0,1	0,0	0,0				
$z_{\phi \max}$	-0,3	+0,1	+0,1	+0,1				
I	0,0	+0,2	+0,1	0,0	+0,3	+0,3		Косо ориентированные I_k
O_{ϕ}	0,0	+0,2	+0,4	+0,3	+0,1	0,0		
$z_{\phi \max}$	0,0	+0,4	+0,4	0,0	+0,2	+0,2		

90%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,1$.

распределения фокусов, которые установлены на юге дуги Тонга, на севере Идзу-Бонинской и Новогбридской дуг, в пределах Соломоновых островов.

Продвижение жесткой пластины в вязкой среде сопровождается формированием напряжений, интенсивность которых зависит от соотношения скорости перемещения и пластичности материала. Разумеется, пластичность выше там, где имеется мощная, хорошо развитая астеносфера и сравнительно пластичная подастеносферная зона. Вся совокупность имеющихся данных показывает, что уменьшение числа фокусов в интервале глубин от 200 до 400 км легче объясняется не отрывом пластины, а релаксацией напряжений, возникающих при движении пластины на поверхностях ее контакта со средой.

Геометрия сейсмофокальных поверхностей

Вряд ли требуется пояснять, что термин «сейсмофокальная поверхность» является удобной абстракцией. Ширина сейсмофокальных зон в ряде случаев превышает 200 км, сейсмофокальная поверхность — это лишь некоторая центральная часть объемной области. По мере того как максимальная глубина очагов уменьшается, приближаясь к ширине зоны, все более неопределенной становится оценка угла падения сейсмофокальной зоны. Представление о сейсмофокальной поверхности оказывается условным и в тех случаях, когда вследствие неоднородности распределения очагов в некоторых частях объемной области возникают значительные «дыры», или зоны большой «прозрачности». Изолинии глубины сейсмофокальной поверхности при этом могут показывать некоторое значение, тогда как с точки зрения выделяемой сейсмической энергии соответствующий участок поверхности отличается пассивностью.

Изучая особенности пространственного и временного распределения сейсмических очагов в зонах взаимодействия плит, Г. Беньоф обратил внимание на существенные различия геометрии сейсмофокальных поверхностей, которые разделяют между собой однотипные (океанические) и разнотипные (океанические и континентальные) плиты. В последнем случае угол наклона сейсмофокальной поверхности в ее верхней части (α^*) значительно меньше, чем на глубине (α). Так, для Курило-Камчатского сейсмоактивного пояса Г. Беньоф определил $\alpha^* = 34^\circ$, $\alpha = 58^\circ$. Оценки углов наклона были проведены им также для сейсмоактивных зон Тонга — Кермадек, Анд, Центральной Америки.

Изучению сейсмофокальных поверхностей исследователи уделяют в последние годы большое внимание. Делаются попытки показать значение геометрических особенностей рассматриваемых поверхностей для металлогенической специализации рудных поясов. Обстоятельные обобщения предприняты для сейсмоактивных районов Камчатки, Курильских и Японских островов. П. И. Токарев поделил островную дугу Камчатки, Курил и Хоккайдо на 30 секторов. Для каждого сектора дана подробная характеристика распределения очагов, отмечены заметные вариации параметров $z_{\text{ф max}}$, α^* и α . Угол наклона нижней части сейсмофокальной поверхности варьирует от 30° (Хоккайдо) до $45-47^\circ$ на востоке Камчатки и $49-50^\circ$ в центральном секторе Курил.

Давно установлено выполаживание сейсмофокальной зоны в пределах о. Хонсю и в глубоком тылу островной дуги — в Японском море. Для этих районов наиболее типичны значения $\alpha = 25 \div 30^\circ$. Значительно более крутые углы падения ($\alpha = 55 \div 60^\circ$) характеризуют сейсмофокальную поверхность

Идзу-Бонинской дуги. Своего рода рекордсменом является Марианская дуга. По оценке Л. Р. Сайкса, ее сейсмофокальная поверхность на глубине больше 200 км располагается почти вертикально ($\alpha \geq 80^\circ$), хотя в верхней части наклон умеренный ($\alpha^* \geq 30^\circ$) [13].

Подробную схему сейсмических изобат для островных дуг Индонезии (Сунда, Сулавеси, Хальмахера) построили Т. Хазертон и У. Р. Диккинсон [155]. Максимально крутое падение сейсмофокальной поверхности отмечено в сегменте о. Флорес ($\alpha \geq 60^\circ$). Изобаты сейсмофокальной поверхности дуги Сунда, а также данные о глубине расположения аналогичной поверхности под вулканами других островных дуг использованы названными авторами для выявления корреляции z_f с содержанием K_2O в вулканических продуктах. Положение и форма сейсмических изобат существенно облегчают понимание главных черт геологического строения региона при сложном сочленении и разворотах структурных линий, что типично для Малайзии, Индонезии и Филиппин.

Заслуженным вниманием сейсмологов многие годы пользуется обширный регион сейсмической активности, включающий острова Тонга, Кермадек, Новые Гебриды, Фиджи. Главным источником сведений об особенностях расположения, формы и наклона сейсмофокальных поверхностей послужили публикации Б. Исакса, Дж. Оливера, Л. Р. Сайкса, К. Блота и др. [121, 160, 161, 211]. В целом для перечисленных районов типичны значительные углы падения ($\alpha \approx 50 \div 60^\circ$), вместе с тем именно здесь встречены случаи, когда наклон сейсмофокальной поверхности в нижней части выражен почти так же или слабее, чем в верхней. Для отдельных сечений сейсмофокальных зон установлены значительные деформации (изгибы, горизонтальные смещения). Это обстоятельство послужило для введения вспомогательного параметра Γ_* , который в условных единицах характеризует интенсивность горизонтальной деформации зон Беньофа.

Новая Зеландия принадлежит к числу регионов с умеренной сейсмичностью. Распределение фокусов с глубиной в разных сечениях о. Северный показывают Г. А. Эйби, Р. М. Гамильтон, А. В. Гале; учтены также оценки z_f , которые приводит Т. Хазертон для вулканических ареалов Коромандель, Эгмонт и др. Сейсмофокальная зона Алеут и прилегающей части Аляски изучена на основе регистрации естественных землетрясений, а также атомных взрывов «Жестянка» и «Тысяча шумов», произведенных на о. Амчитка. Афтершоки, сопровождающие сильный взрыв, показали положение зоны очагов на глубину до 200—250 км. Интерпретация данных о землетрясениях и взрывах, которую провели Е. Р. Энгдал, М. Л. Холмес, Р. Хуене, Д. А. МакМанус, К. Х. Джакоб, Дж. Келлехер, Л. Сайкс, Дж. Оливер и др., установила, что до глубины приблизительно 50 км угол падения плоскости мал ($15-30^\circ$), а глубже он резко возрастает (до $50-55^\circ$). Пологое залегание сейсмофокальной зоны и малую глубину очагов (до 80—100 км) исследователи указывают для Западной Аляски. Небольшая глубина сейсмических очагов обычна также на западной окраине США. Для характеристики расположения очагов в пределах Каскадных гор, Мексики и Центральной Америки использован обзор Г. П. Вулларда, сводка К. Рихтера, работы Г. Беньофа и некоторых других исследователей.

Для сейсмичности Анд характерны большая глубина части очагов, сильное нарушение однородности их распределения в зоне Беньофа, малый угол

наклона сейсмофокальной поверхности. Для оценки z_{ϕ} и α использованы данные Л. Окола, А. Т. Линде и других авторов, а также материалы Панаме-риканского симпозиума по верхней мантии (1968 г.). Из-за отсутствия точных карт сейсмических изобат использованы и менее надежные определения, в частности результаты инструментального изучения смещения масс, возникшего при катастрофическом землетрясении 1960 г. в Чили. По оценке Г. Плаф-кера, который сравнивает Чилийское землетрясение 1960 г. с землетрясением на Аляске в 1964 г., длина смещенного блока Анд достигла примерно 1000 км, подвижка произошла на глубине 120 км, плоскость смещения наклонена под углом 20° . В общем случае при оценке угла падения сейсмофокальной поверх-ности по углу смещения литосферного блока нельзя рассчитывать на высокую точность, так как часть сейсмогенерирующих напряжений ориентирована не вдоль падения зоны Бенъофа, а косо по отношению к ней. В данном случае разные методы оценки дают близкие результаты ($20-25^\circ$).

В направлении на юг — к Южным Сандвичевым островам и далее к Антар-ктике — сейсмичность сильно ослабевает и возможности учета геометрических параметров ухудшаются. Наряду с общими сводками учтены материалы Т. Ха-зертонна по характеристике сейсмических очагов моря Росса. Асейсмичность Антарктиды, привлекавшая внимание исследователей, теперь с учетом повыше-ния чувствительности аппаратуры может считаться относительной; все же дан-ных для этого региона весьма недостаточно. Предположительно очаги имеют малую глубину (десятки километров).

Особенности геометрии сейсмофокальной поверхности сильно влияют на глубину z_{ϕ} ее расположения под вулканами. В свою очередь с изменением z_{ϕ} связывается поперечная зональность состава продуктов вулканической дея-тельности. С другими параметрами, характеризующими сейсмичность, перемен-ная z_{ϕ} имеет слабые или умеренные по силе связи ($|r| \approx 0,2-0,3$ с параметрами O_{ϕ} , I , l , $z_{\phi \max}$, α^*).

Соотношение структуры земной коры с режимом сейсмических напряжений

Тектоническое развитие регионов сопровождается согласованным изменением показателей глубинной и поверхностной структуры и динамических напряжений в литосфере, астеносфере и в подстилающей ее более глубокой части мантии (табл. 7). Усиление сжимающих напряжений, которые ориентированы по паде-нию сейсмофокальных поверхностей, сопровождается погружением дна океана, углублением и расширением желоба, снижением высоты основания вулканов над уровнем моря и утонением земной коры. При этом погружение дна океана, расширение и углубление желоба коррелированы с сжатием во всем учитыва-емом диапазоне глубин, хотя наиболее отчетливая связь в интервале 100—500 км. Мощность коры и средняя высота местности коррелированы с напря-жениями преимущественно в верхней части разреза — до 200 км. На очень большой глубине (500—700 км) сжимающие напряжения могут сочетаться с увеличением этих параметров, что видно на примере Анд. Расстояние между глубоководным желобом и вулканической цепью слабо связано с распределе-нием напряжений на всех глубинах.

ТАБЛИЦА 7

Общие парные коэффициенты корреляции между характеристиками литосферы и сейсмогенерирующими напряжениями на разных глубинах

Характеристики литосферы	Глубина, км							Тип напряжений	
	0—100	100—200	200—300	300—400	400—500	500—600	600—700		
$\frac{H}{v}$	-0,2	-0,3	0,0	0,0	-0,1	+0,2	+0,1	Сжимающие I_c	
v_M	+0,3	+0,1	+0,1	+0,4	+0,3	+0,2	+0,1		
h	-0,1	-0,2	-0,1	0,0	-0,3	-0,3	-0,2		
$h_{ж}$	-0,2	-0,4	-0,1	0,0	-0,1	+0,2	+0,2		
$l_{ж}$	+0,2	+0,4	+0,4	+0,4	+0,4	+0,3	+0,3		
l	+0,3	+0,6	+0,3	+0,2	+0,6	+0,2	+0,1		
h_o	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	+0,1	+0,1		
	+0,2	+0,4	+0,5	+0,3	+0,4	+0,3	+0,3		
$\frac{H}{v}$	+0,6	+0,1	-0,2	-0,1					Растягивающие I_p
v_M	0,0	0,0	+0,1	+0,2					
h	+0,3	0,0	0,0	-0,1					
$h_{ж}$	+0,6	+0,1	-0,2	-0,1					
$l_{ж}$	-0,3	-0,1	0,0	+0,1					
l	-0,2	0,0	-0,1	+0,3					
h_o	0,0	-0,1	-0,1	0,0					
	-0,5	-0,3	0,0	0,0					
$\frac{H}{v}$	+0,2	+0,4	0,0	0,0	-0,1	-0,3		Косо ориентированные I_k	
v_M	+0,2	+0,2	+0,1	+0,2	+0,1	-0,1			
h	+0,3	-0,1	-0,2	-0,1	-0,2	-0,5			
$h_{ж}$	+0,1	+0,3	+0,1	-0,1	-0,1	-0,2			
$l_{ж}$	0,0	+0,2	+0,4	+0,1	+0,1	-0,1			
l	0,0	0,0	+0,2	+0,3	+0,3	0,0			
h_o	0,0	0,0	0,0	+0,1	0,0	-0,3			
	0,0	0,0	+0,3	+0,2	0,0	0,0			

90%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,1$.

Корреляционные связи растягивающих напряжений во многом полярны рассмотренным выше. Усиление косо ориентированных напряжений в интервале 0—200 км сопровождается деформацией литосферы и ростом параметров H и h ; проявление этих напряжений на глубинах 400—600 км имеет противоположные следствия. Глубина дна океана, ширина и глубина желоба в общем увеличиваются с ростом косо ориентированных напряжений в интервале 200—500 км.

Сжимающие напряжения во всем интервале глубин содействуют увеличению скорости v и уменьшению v_M . Рост v можно связывать с контаминацией земной коры магматическими породами основного состава. Это можно предполагать, поскольку нормальное соотношение между параметрами H и v требует уменьшения v при сокращении H , что имеет место при усилении напряжений I_c . Снижение скорости v_M объясняется повышенной генерацией тепла и разогревом верхней мантии вследствие усиленной субдукции литосферного мате-

риала. Растягивающие напряжения слабо коррелируются со скоростью \bar{v} ; при сосредоточении их в слое 0—100 км они сопровождаются ростом v_M , что типично при общем утолщении литосферы. Косо ориентированные напряжения на малой глубине (до 100 км) сопровождаются ростом \bar{v} и v_M . Проявление этих напряжений на больших глубинах имеет такие же следствия, как и в случае напряжений сжатия.

Более отчетливое представление о соотношениях особенностей строения коры и верхней мантии можно получить с помощью канонической корреляции. Первое из пяти решений, отвечающих разным наборам и сочетаниям параметров (табл. 8), показывает, что взаимно согласованный рост H и h связан прежде всего с усилением растягивающих напряжений, особенно в литосфере и в верхней части подастеносферного слоя. Сжимающие напряжения в литосфере ослаблены. О возможном понижении верхнего уровня астеносферы и снижении пластичности горных пород на глубине 100—200 км можно судить по усилению здесь сейсмогенерирующих напряжений, которые косо ориентированы по отношению к зоне Беньюфа. Второе решение ставит в соответствие значительному увеличению скорости продольных волн в верхней части мантии (и сопутствующему возрастанию средней скорости в земной коре) разрастание литосферы и одновременное опускание астеносферы. Это предположение обосновывается усилением растягивающих напряжений в слое 100—200 км, который обычно отличается ослабленной сейсмичностью. Значительные отрицательные коэффициенты при $I_{с\ 600}$, $I_{к\ 500}$, $I_{к\ 600}$ подчеркивают снижение сейсмической активности в интервале 400—600 км и нетипичность перемешивания мантийных масс в этой зоне.

Последующие решения учитывают одновременное изменение трех параметров литосферы (H , \bar{v} , v_M). Рост мощности коры, сопряженный с уменьшением скорости распространения продольных волн в коре и возрастанием ее в мантии, согласован с преобладанием растягивающих напряжений над сжимающими в интервале 0—100 км. Интервал 100—200 км отличается повышением сейсмических напряжений всех типов, что в целом может свидетельствовать о разрастании литосферы. Непосредственно ниже интервала 100—200 км сокращается интенсивность перемешивания мантийных масс, уменьшается общая интенсивность сейсмичности и возрастает неоднородность распределения фокусов.

Четвертое уравнение увязывает с режимом сейсмичности значительное уменьшение скорости продольных волн ниже поверхности Мохо при росте мощности легкой коры. Некоторое преобладание растягивающих напряжений над сжимающими в интервале 0—100 км проявляется на фоне общего увеличения мощности астеносферы, а также размягчения и разогрева подастеносферного слоя. Сокращается интенсивность сейсмичности, значительные очаги сохраняются на большой глубине.

Последнее (пятое) решение отвечает случаю умеренного роста очень плотной коры при повышенном разогреве верхней мантии. Этой комбинации условий соответствуют значительные растягивающие напряжения в интервале 0—100 км при одновременном подъеме астеносферы. Подъем фиксируется явным ослаблением сейсмичности на глубине 100—200 км (сокращение сжимающих и растягивающих напряжений) при одновременном перемешивании материала. Растягивающие напряжения на глубине 200—400 км сочетаются с косо ориентированными на глубинах 300—400 и 100—200 км.

Каноническая корреляция параметров литосферы с характеристиками сейсмичности

Решение	Параметры литосферы				Канонический корень r_k^2	Напряжение	Глубина, км							Характеристика сейсмичности			
	h	H	\bar{v}	v_M			0-100	100-200	200-300	300-400	400-500	500-600	600-700	I	O_Φ	$z_\Phi \max$	
1	+0,7	+0,7	-	-	0,86	I_c	-0,2	0,0	0,0	+0,2	+0,2	+0,1	+0,3	-0,2	-0,2	-0,1	
							I_p	+0,4	+0,1	+0,2	+0,4	-	-				-
								I_k	0,0	+0,3	-0,1	+0,1	-0,2				0,0
2	-	-	+0,3	+0,9	0,84	I_c	0,0		+0,1	0,0	0,0	+0,1	-0,4	+0,1	+0,1	0,0	-0,1
							I_p	0,0	+0,4	+0,1	0,0	-	-	-			
								I_k	+0,2	0,0	+0,1	0,0	-0,4	-0,6			
3	-	+0,8	-0,4	+0,3	0,88	I_c	-0,3		+0,2	0,0	+0,1	+0,1	0,0	+0,3	-0,3	-0,3	0,0
							I_p	+0,2	+0,3	0,0	+0,3	-	-	-			
								I_k	0,0	+0,2	-0,2	0,0	-0,5	-0,2			
4	-	+0,4	-0,5	-0,7	0,83	I_c	-0,1		0,0	-0,1	+0,1	0,0	+0,4	0,0	-0,3	-0,1	+0,2
							I_p	+0,1	-0,3	-0,1	+0,2	-	-	-			
								I_k	-0,2	0,0	-0,2	0,0	+0,1	+0,6			
5	-	+0,5	+0,8	-0,3	0,69	I_c	0,0		-0,1	+0,1	+0,1	0,0	0,0	+0,3	0,0	+0,2	-0,3
							I_p	+0,3	-0,3	+0,3	+0,5	-	-	-			
								I_k	0,0	+0,3	-0,1	+0,3	+0,1	0,0			

АНОМАЛЬНОЕ ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

Гравитационные индикаторы аномальных масс

Гравитационный метод является одним из главных при изучении глубинного строения Тихоокеанского вулканического кольца, а также внутренних акваторий океана. Метод используется давно и с большим успехом. Достаточно указать на то, что именно измерения силы тяжести, проведенные Ф. А. Венингом Мейнесом в пограничной зоне Тихого и Индийского океанов (Зондские и другие острова) заложили основу современных представлений о глубинном строении островных дуг. С тех пор накопление и объяснение гравиметрической информации значительно продвинулось. Важные результаты получили Г. П. Вуллард, В. Е. Странг, Дж. Л. Ворцель, В. В. Федынский, А. Г. Гайнанов и многие другие исследователи [18, 19, 229, 230 и др.].

В качестве традиционных индикаторов аномальных масс используют аномалии Буге и Фая. Разнообразные характеристики аномальных масс, находящихся на большой глубине (под астеносферой), до последнего времени при изучении строения островных дуг практически не учитывались. Главные соотношения, установленные в процессе исследований земной коры Тихого океана и его обрамления, касаются связей гравитационных аномалий с рельефом поверхности Мохо и с латеральным распределением плотности в верхней части литосферы. Интерпретация гравитационных аномалий проводится с учетом материалов ГСЗ по конкретным профилям либо на основе статистических зависимостей по всей совокупности сейсмической информации, касающейся положения границы M и вариаций скорости v . Обычно используемые модели принципиально просты, основаны на представлении о прямой и постоянной связи вариаций плотности ρ и скорости v , хотя известны не единичные свидетельства весьма значительных отклонений от обычных пропорций. При этом различие наблюдаемых аномалий с расчетными достигает 100—150 мгал. Характеризуя интерпретацию гравитационных аномалий вулканических цепей, следует отметить региональный уровень большинства работ, использование бинарных связей и феноменологических схем. Значительная часть публикаций по проблеме интерпретации аномалий Δg появилась до выхода в свет обобщающих работ по глобальной тектонике; модели интерпретации выбирались без учета этой концепции и, естественно, не были ориентированы на проверку или конкретизацию ее положений. Построение моделей, в которых взаимно увязаны изменения силы тяжести, плотности, температуры, давления, вязкости среды, скорости сейсмических волн, интенсивности разнотипных напряжений, параметров литосферы, характеристик вулканизма (и т. п.), еще не реализовано, сделаны только первые шаги в этом направлении.

Гравиметрическая изученность рассматриваемой совокупности вулканических цепей и примыкающих к ним акваторий различается по степени детальности, но в целом удовлетворительная. Наиболее полные сведения об аномалиях Буге и Фая собраны в сводке Дж. Л. Ворцеля, а также в работе Г. П. Вулларда и В. Е. Странга [229, 230]. Для многих островных дуг или их сегментов имеются детальные гравиметрические материалы. Хорошей изученностью отличаются Японские острова и смежные с ними акватории и территории. Для многих вулканов Хоккайдо, Хонсю и Кюсю (Фудзияма, Асама, Хаконе, Асо, Айра,

Кутяро, Осима, Товада и др.) имеются детальные гравиметрические карты и численные данные в табличной форме, подготовленные в связи с исследованиями по проблеме предсказания вулканических явлений [231]. Хуже исследованы вулканические цепи Мариан, Тонги, Новых Гебрид. Для этих регионов наряду с общими сводками использованы профильные и площадные измерения, табличные данные, описания гравитационных аномалий и другие сведения из отдельных публикаций.

Весьма подробно изучена система островных дуг Зондских островов. В дополнение к материалам классических работ Ф. А. Венинга Мейнеса [157] мы использовали более детальные карты М. Унтунга (территория о. Бали, западная часть о. Ява), данные Е. Н. Люстиха, И. Йокоямы, Д. Хадикусумо и др. [214, 231]. С меньшей полнотой известно распределение аномалий Δg в Новой Гвинее, на Соломоновых островах. Нами учтены публикации Дж. К. Розе, Г. П. Вулларда, А. Малахова, Р. Колемана и др. [214, 228]. Гравиметрическая карта Новой Зеландии, которую составил В. И. Рейлли, и результаты ее геологического объяснения приняты во внимание при формализованном описании вулканических ареалов о. Северный и соседних островов, находящихся вблизи знаменитой гравитационной аномалии Рангитикей-Уайапу. Для отдельных ареалов (Банкс, о. Южный) оказались доступными более детальные гравиметрические карты.

Гравитационное поле Антарктики изучено не менее детально, чем в других, более доступных, областях Земли, что стало возможным в результате кооперирования научных исследований ряда стран в рамках международных проектов. Мы использовали многочисленные публикации, включая монографию П. А. Строева. При заполнении сводной матрицы исходных данных гравитационные аномалии были редуцированы таким образом, чтобы сделать их сопоставимыми с аномалиями других регионов. Для этого потребовалось привести влияние слоя льда (в тех случаях, когда это не было сделано) к эффекту меньшей по толщине слоя горных пород с плотностью $2,67 \text{ г.см}^3$. Для гравиметрической характеристики Анд использованы наряду с общими данными материалы, которые получили Л. Окола, Р. Сальгуйеро, А. Интрокасо, Е. Хуэрта и др. Довольно подробная характеристика поля Δg имеется для вулканических зон Перу и Северного Чили. Южная часть Анд изучена (с учетом доступности материалов) менее детально. Для северного окончания Анд и для Центральной Америки наряду с первичными данными, которые опубликовали М. Медина, Дж. М. Кальдера и др., использованы обобщения, выполненные Н. В. Сажинной, П. Н. Кропоткиным, Е. Н. Люстихом, Н. Н. Повалов-Швейковской. Западная окраина Северной Америки имеет наиболее полную гравиметрическую характеристику в сравнении с многими другими сегментами Тихоокеанского кольца. Главным источником данных об аномалиях Δg в пределах Каскадных гор и тыловых зон вулканических цепей послужила карта Г. П. Вулларда; для Аляски и Алеут привлечены материалы Дж. Л. Ворцеля, Г. П. Вулларда, Н. А. Остенсо, Е. Тхиеля, Дж. Кленде и др., включая гравиметрические данные, опубликованные попутно с результатами сейсмических и батиметрических измерений [227, 230 и др.].

В качестве одного из основных параметров вулканических ареалов мы рассматриваем аномалию Буге Δg_B . Так же как и оценки других величин, значение Δg_B представляет собой не единичный отсчет в строго фиксированной

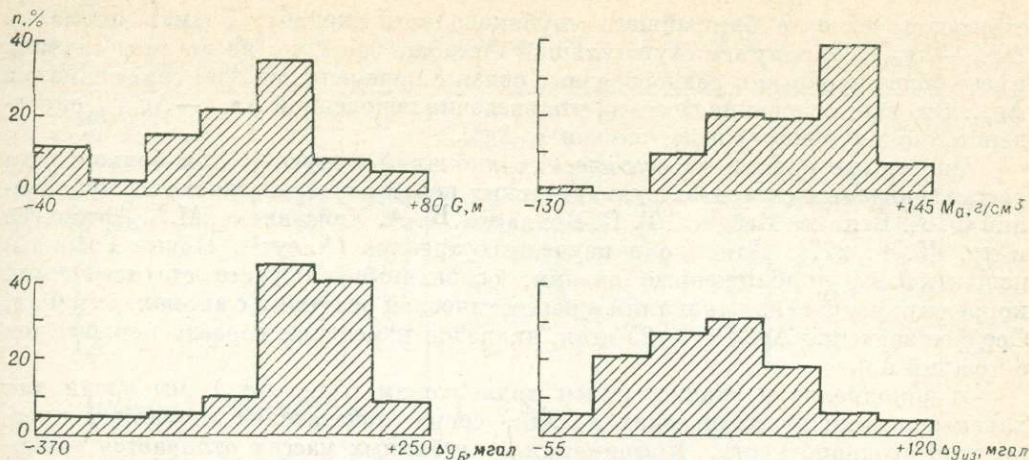


Рис. 8. Распределение гравитационных индикаторов аномальных масс.

точке, а некоторое среднее значение на площади с поперечным размером первые десятки километров. Аномалии Фая учитывались (с соответствующим пересчетом) в тех случаях, когда отсутствовали определения аномалий Буге. Диапазон аномалий Буге весьма широк: 620 мгал, от -370 до $+250$ мгал (рис. 8). Среднее значение ($+13$ мгал) аномалий Буге приблизительно соответствует условиям Японских островов, так же как среднее значение глубины границы Мохо (29 км) и скорости волн P в коре (6,2 км/с). Отметим, что значительная компонента аномалии Δg_B не связана прямо с изменением мощности земной коры. Об этом можно судить по большим вариациям Δg_B , характерным для вулканических островов, которые можно считать приблизительно однотипными с точки зрения их тектонического развития. В качестве примера можно указать на острова дуги Тонга (Эуа, Фонуалей), различающиеся по уровню аномального поля Δg_B на 100—120 мгал; такой же диапазон изменения Δg_B характерен для вулканических ареалов, расположенных в пределах Хоккайдо или вблизи него (Машу, Есан, Тарумаэ, Ирумукепу, Дайсетцу и др.); аналогичная картина получается при сопоставлении соседних островов дуги Сунда (Бали, Ява). Таким образом, в аномалиях Δg_B проявлены не только межрегиональные, но и внутрирегиональные различия, которые не исчерпываются вариациями мощности коры.

Изостатические аномалии островных дуг, указывающие на резкие нарушения равновесия масс в этих структурных зонах Земли, давно привлекают внимание исследователей [5, 6, 209, 216]. Учитывая, что для вулканических поясов характерны преимущественно положительные аномалии, а для прилегающих глубоководных желобов — интенсивные отрицательные, мы используем два индикатора нарушения равновесия: $\Delta g_{из}$ — аномалия в изостатической редукции (схема Эйри, уровень компенсации 30 км), характеризующая конкретный ареал, с обычными условиями меры осреднения; $(\Delta g_{из} - \Delta g_{из.ж})$ — разность (размах) изостатических аномалий в сегменте вулканической цепи и в соответ-

ствующем сегменте ближайшего глубоководного желоба. Размах аномалий $\Delta g_{из} - \Delta g_{из. ж}$ в силу его «пушпульной» природы чаще, но не во всех случаях имеет более прочные и разнообразные связи с переменными, чем сама аномалия $\Delta g_{из}$. Это дает основание считать, что введение переменной $\Delta g_{из} - \Delta g_{из. ж}$ оправданно, но не может совсем заменить $\Delta g_{из}$.

Численные оценки изостатических аномалий получены для большинства рассматриваемых сегментов вулканических цепей непосредственно из публикаций Ф. А. Венинга Мейнеса, Г. П. Вулларда, В. А. Хейсканена, М. Е. Артемьева и др. [5, 6, 227]. Для плохо изученных ареалов (Алеуты, Новые Гебриды) использованы приближенные оценки, основанные на учете статистической корреляционной связи аномалий в изостатической редукции с аномалиями Фая. Среднее значение $\Delta g_{из} = +25$ мгал, диапазон изменения гораздо меньше, чем аномалий Δg_B .

В дополнение к традиционным индикаторам (Δg_B , $\Delta g_{из}$) мы ввели для характеристики вулканических ареалов серию показателей глубинной плотностной неоднородности. Информация о глубинных массах отличается полнотой и одинаковым качеством для всей совокупности рассматриваемых объектов. Эта информация является основной, поскольку она наилучшим образом согласуется с данными о напряжениях в мантии и с характеристикой глубинных температур. В число показателей глубинной плотностной неоднородности (см. рис. 8) входят: G — аномальный гравитационный потенциал, мерой которого является отклонение геоида от эллипсоида (учитывается в соответствии с глобальным обобщением спутниковых и наземных измерений, проведенным Е. М. Гапошкиным и К. Ламбеком [145]); $\Delta G/\Delta x$ — модуль горизонтального градиента гравитационного потенциала; M_a — приведенная аномальная масса, мерой которой является плотность слоя конденсации толщиной 10 м (численные оценки получены из обобщающей работы К. Р. Коха [173]); $\Delta g_{Ф-к}$ — аномалия Фая, вычисленная У. Каулой по спутниковым определениям гравитационного потенциала [168].

Таким образом, нами рассматриваются вариации шести показателей плотностной неоднородности мантии и земной коры. Корреляции этих переменных положительны, т. е. глубинные и поверхностные неоднородности масс имеют прямые (в математическом смысле) связи. Самые сильные связи установлены для аномального геопотенциала G . Коэффициенты корреляции аномалий Буге с другими переменными варьируют в пределах 0,1—0,5. Слабее связана с другими переменными величина $\Delta G/\Delta x$.

Гравитационные аномалии вулканических цепей и параметры литосферы

Проблеме соотношения аномалий силы тяжести со строением литосферы посвящено большое число публикаций [11, 28, 227, 229 и др.]. Приведенными здесь нашими результатами дополняются выводы предыдущих исследований.

Обращает на себя внимание сравнительно простая структура связей гравитационных индикаторов масс и параметров литосферы (табл. 9). Возрастание мощности земной коры и средней высоты основания вулканов над уровнем моря ассоциирует с уменьшением концентрации аномальных масс на разных глуби-

ТАБЛИЦА 9

Общие парные коэффициенты корреляции между гравитационными индикаторами масс и параметрами литосферы

Гравитационные индикаторы масс	H	\bar{v}	v_M	h	h_0	$h_{ж}$	$l_{ж}$	$h_{ж}-h_0$	l
G	-0,2	+0,4	-0,2	-0,4	+0,4	+0,5	+0,4	+0,5	-0,1
$\Delta G/\Delta x$	-0,1	-0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	-0,3	0,0	-0,1
M_a	-0,1	+0,4	-0,2	-0,1	+0,3	+0,4	+0,1	+0,4	-0,1
$\Delta g_{Ф-К}$	+0,1	+0,4	-0,1	+0,1	+0,2	+0,4	+0,4	+0,4	0,0
Δg_B	-0,8	0,0	-0,2	-0,8	+0,4	+0,4	+0,1	+0,3	-0,3
$\Delta g_{из}$	-0,3	+0,3	-0,3	-0,3	+0,3	+0,5	+0,3	+0,4	-0,2
$\Delta g_{из} - \Delta g_{из. ж}$	-0,3	+0,4	-0,5	-0,4	+0,4	+0,6	+0,3	+0,5	-0,2

90%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,1$.

нах. Аналогичным образом связана с характеристикой масс скорость v_M . Это можно рассматривать как свидетельство преимущественного влияния на вариации граничной скорости на поверхности Мохо не вещественного состава глубинных пород, а термического режима. Косвенным подтверждением служит сильная отрицательная корреляция v_M с размахом изостатических аномалий $\Delta g_{из} - \Delta g_{из. ж}$. В отличие от v_M средняя скорость \bar{v} имеет уверенные положительные корреляции с индикаторами масс, особенно глубинных. Отсутствует связь скорости \bar{v} с традиционной характеристикой гравитационного поля — аномалиями Буге.

Глубина океанического ложа и особенно глубоководных желобов тесно связана с распределением глубинных и поверхностных масс. Погружение неизменно ассоциирует (в статистическом смысле) с ростом избытка масс в зоне вулканов, причем распределение масс в большом интервале глубин (многие сотни километров) достаточно равномерное, на что указывают примерно одинаковые корреляции h_0 и $h_{ж}$ с аномалиями силы тяжести, аномальным потенциалом и приведенной аномальной массой. Гравитационная характеристика ареалов слабо связана с удалением вулканической цепи от оси глубоководного желоба, хотя имеется тенденция уменьшения аномалий с продвижением в тыловые зоны островных дуг. Среди сейсмических параметров литосферы по силе корреляций на первом месте стоит \bar{v} , среди морфологических — $h_{ж}$. Узко специализированные соотношения обнаруживают аномалии Буге, которые тесно коррелированы лишь с мощностью коры и средней высотой основания вулканов над уровнем моря. Ширина глубоководных желобов меньше там, где отчетливее выражен контраст глубинных масс.

Плотностная неоднородность глубин и сейсмичность

Соотношения между разнообразными характеристиками сейсмичности и концентрацией масс имеют важное значение для понимания динамических условий, существующих в мантии островных дуг [171]. Давно известна феноменологическая сторона связей между интенсивностью сейсмичности и нарушениями

ТАБЛИЦА 10

Общие парные коэффициенты корреляции между гравитационными индикаторами масс и характеристиками сейсмичности

Гравитационные индикаторы масс	O_{ϕ}	I	$z_{\phi \max}$	z_{ϕ}	α^*	α	Γ_{\leftarrow}
G	+0,6	+0,5	+0,7	+0,3	+0,3	+0,3	+0,3
$\Delta G/\Delta x$	-0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	+0,2	+0,1
M_a	+0,6	+0,4	+0,6	+0,2	+0,3	+0,2	+0,2
$\Delta g_{\Phi-K}$	+0,5	+0,3	+0,5	+0,2	0,0	0,0	+0,2
Δg_B	+0,3	+0,2	+0,3	0,0	+0,4	+0,4	+0,3
$\Delta g_{из}$	+0,4	+0,5	+0,5	0,0	+0,2	+0,3	+0,3
$\Delta g_{из} - \Delta g_{из. ж}$	+0,6	+0,7	+0,7	+0,2	+0,3	+0,3	+0,4

90%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,1$.

изостатического равновесия [6, 209]. На согласованность изменения аномального потенциала и максимальной глубины фокусов обратил внимание Р. Гирдлер. Коэффициенты корреляции сейсмических и гравитационных характеристик показывают, что почти все связи этих двух групп переменных положительны (табл. 10). Наиболее отчетливо коррелированы O_{ϕ} , $z_{\phi \max}$, с одной стороны, и G , $\Delta g_{из} - \Delta g_{из. ж}$ — с другой. Интегральная оценка интенсивности сейсмичности I несколько слабее повторяет те соотношения, которые типичны для O_{ϕ} и $z_{\phi \max}$. Из таблицы следует, что нарушения равновесия масс в литосфере и верхней части мантии и накопление масс на глубине представляют собой одинаково четкие проявления процесса субдукции. Среди сейсмических индикаторов перемещения масс с этой точки зрения более важны (имеют более прочные связи) те, которые показывают особенности формы и напряженности транспортировки материала.

Сравнительно слабые связи имеют гравитационные индикаторы масс с глубиной сейсмофокальной поверхности в зоне вулканов. Традиционные характеристики аномального гравитационного поля (Δg_B , $\Delta g_{из}$) вообще не связаны с z_{ϕ} , тогда как другие параметры (G , M_a) дают основание считать, что, следуя вдоль сейсмофокальной поверхности в область с большими значениями z_{ϕ} , можно приблизиться к зонам аккумуляции привнесенного материала, однако избыточные массы распределены достаточно сложно, поэтому их связь с глубиной z_{ϕ} не очень отчетливая. Латеральный градиент глубинных масс $\Delta G/\Delta x$ увеличивается в тех зонах субдукции, где больше угол наклона сейсмофокальной поверхности (ее нижней части), и уменьшается там, где сейсмофокальная поверхность испытывает деформации, сопровождающиеся неодинаковыми горизонтальными смещениями на разной глубине.

Наиболее интересны для понимания процессов перемещения и накопления масс связи гравитационных переменных с разнотипными сейсмогенерирующими напряжениями на разных глубинах (рис. 9). Сжимающие напряжения, ориентированные вглубь, по падению зоны Бенъофа, во всех семи интервалах (0—700 км) положительно коррелированы с индикаторами глубинных масс. Особенно сильная связь ($r \approx 0,5$) характерна для напряжений на глубине 200—400 км. На коррелограммах для переменных Δg_B , $\Delta g_{из}$, $\Delta g_{из} - \Delta g_{из. ж}$ имеется

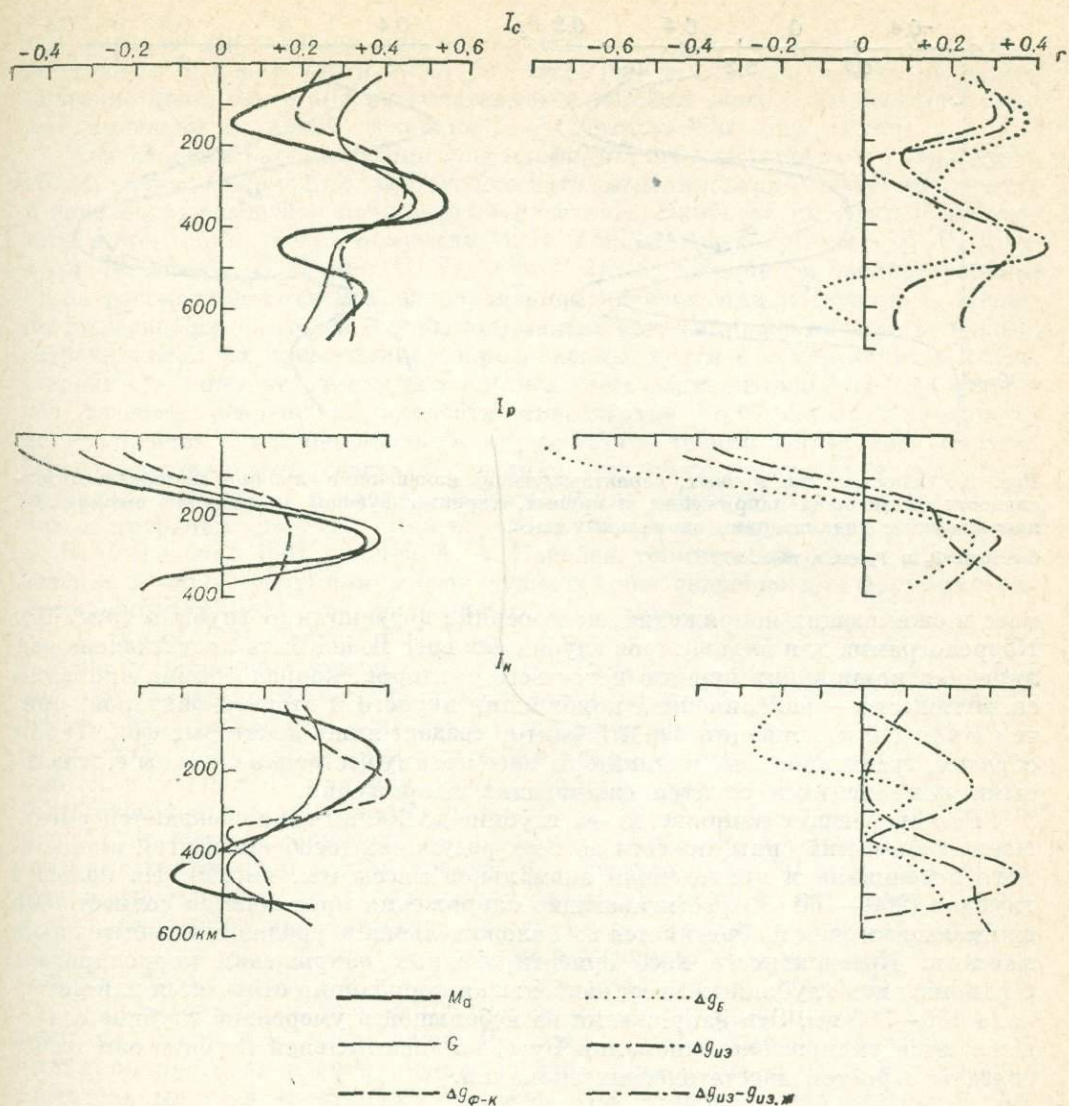


Рис. 9. Корреллограммы гравитационных индикаторов аномальных масс для интенсивности сжимающих, растягивающих и косо ориентированных напряжений.

два максимума — на глубине приблизительно 150 и 450 км, что заставляет учитывать взаимные связи напряжений на разных глубинах. Выше было показано, что набор семи величин $I_{c 100}, \dots, I_{c 700}$ может быть представлен тремя синтезированными переменными (факторами). Факторные нагрузки, с которыми входят в эти переменные интенсивности сжимающих напряжений в семи слоях толщиной 100 км, весьма напоминают коэффициенты корреляции аномальных

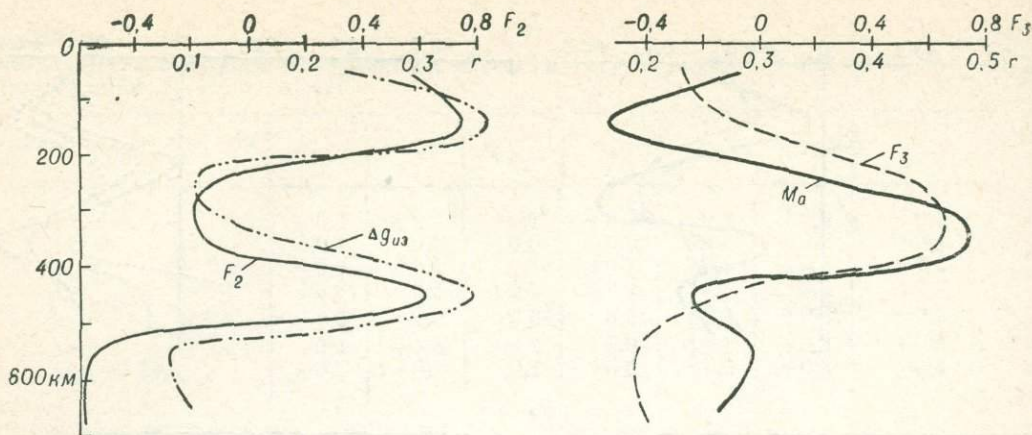


Рис. 10. Сопоставление кривых, характеризующих изменение с глубиной компонент интенсивности сжимающих напряжений, и кривых, характеризующих корреляцию сжимающих напряжений с индикаторами аномальных масс.

Факторы F_2 и F_3 см. в табл. 8.

масс и сжимающих напряжений, построенные в функции от глубины (рис. 10). Коррелограмма для индикаторов глубинных масс может быть представлена как линейная комбинация первого и третьего факторов, коррелограмма аномалий силы тяжести — как линейная комбинация первого и второго факторов, причем в каждой комбинации первый фактор создает лишь некоторый фон. Таким образом, гравитационные индикаторы масс преимущественно связаны с отдельными компонентами спектра сжимающих напряжений.

Растягивающие напряжения на глубине до 100 км сопровождаются уменьшением аномалий силы тяжести во всех редукциях (особенно Буге), аномального потенциала и приведенной аномальной массы (см. рис. 9). На большей глубине (200—400 км) растягивающие напряжения проявляются совместно со сжимающими, чем и объясняется их положительная корреляция с избыточными массами. Интенсивность косо ориентированных напряжений коррелирована с накоплением глубинных масс, наибольшая корреляция отмечается для интервала 100—300 км. Эти напряжения на небольшой и умеренной глубине сопровождаются уменьшением аномалий Буге, на значительной глубине они теснее связаны с ростом изостатических аномалий.

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

Генерация и распространение тепла при взаимодействии плит

Островные дуги и похожие на них вулканические зоны на окраинах континентов характеризуются контрастным распределением плотности теплового потока q [93, 147, 154, 159, 200]. За редким исключением, в зонах глубоководных желобов располагаются резкие минимумы q , достигающие $(2 \div 3) \cdot 10^{-2}$ Вт/м²;

при переходе к вулканическим цепям тепловой поток возрастает, однако максимальные значения [до $(8 \div 10) \cdot 10^{-2}$ Вт/м²] не всегда приходится на вулканические цепи, часто они располагаются в тыловых зонах, где непосредственные признаки активной вулканической деятельности отсутствуют.

Особенности распределения q на профилях, пересекающих островные дуги, объясняются с помощью математического моделирования поля температур в зоне погружающейся литосферной пластины. Наиболее интересные результаты в этом направлении получили М. Н. Токсёз, Дж. В. Минеар, Б. Р. Джулиан, К. Хасебе, Н. Фудзи, С. Уеда [153, 219]. Генерация и распространение тепла рассматриваются при одновременном перемещении материала *. Между погружающейся плитой и материалом мантии есть напряжения сдвига. Работа, затрачиваемая на преодоление сопротивления, почти вся переходит в тепло. Наряду с трением источниками тепла являются радиоактивный распад элементов, фазовые превращения, адиабатическое сжатие. Роль всех этих источников по сравнению с тепловыделением в результате трения достаточно скромна. Общее тепловыделение настолько велико, что обеспечивает плавление части материала литосферы и мантии. Избыток тепла содействует также освобождению и миграции летучих. Как показали О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, В. В. Федьинский [88], а также А. А. Ковалев, термический режим и тепловыделение в зонах субдукции имеют существенное значение для формирования месторождений нефти в прилегающих областях.

К. Хасебе, Н. Фудзи и С. Уеда получили численные решения (оценки температур), соответствующие условиям субдукции в области Японских островов, где наклон зоны Беньофа приблизительно равен $1/3$. Анализ распределения температуры во времени и пространстве устанавливает, что в зоне погружающейся холодной литосферной плиты геоизотермы резко изгибаются, растягиваются и уходят на глубину, соответственно уменьшается тепловой поток. В тыловой части дуги геоизотермы вновь поднимаются, причем их положение зависит от времени, прошедшего с начала субдукции, а также от мощности тепловыделения. При малом временном интервале (20—30 млн. лет) формируется небольшой максимум q в зоне вулканов. По мере того как процесс трения и тепловыделение продолжают, часть тепла проникает в тыловую область островной дуги. При этом увеличивается и деформируется максимум q , он становится асимметричным и несколько затянутым в тыл. Спустя 100 млн. лет тепловой поток на расстоянии 1000 км от зоны субдукции принимает такое же значение, как и в зоне вулканов. Решение уравнения теплопроводности для нестационарного во времени распределения температур требует преодоления значительных вычислительных трудностей. Несмотря на то, что решение К. Хасебе, Н. Фудзи и С. Уеда допускает некоторые упрощающие предположения, результаты моделирования удовлетворительно описывают реально наблюдаемое распределение q и позволяют понять различия теплового потока в сходных по строению островных дугах.

Предпринятый нами анализ расчетов этих исследователей привел к выводу, что плотность теплового потока в зоне вулканов представляет собой

* Этот процесс, по мнению некоторых геологов [167], приводит к формированию окраинных морей.

малочувствительный параметр, который слабо отражает специфику генерации и распространения тепла. В связи с этим в дополнение к параметру q введены относительные величины $q/q_{ж}$ и q/q_t , где $q_{ж}$ — минимальная плотность теплового потока в ближайшем сегменте глубоководного желоба; q_t — средняя плотность теплового потока в тыловой зоне островной дуги на расстоянии 400—700 км от вулканов.

Рассмотрение численных решений уравнения теплопроводности дает основание считать, что возможность латерального распространения тепла в дальний тыл зоны субдукции увеличивается при пологом наклоне сейсмофокальной поверхности, что типично для континентальных условий. Встречное движение тепла от параллельных зон субдукции, наклоненных навстречу друг другу, должно порождать экстремально высокие температуры и тепловые потоки. Возрастания теплового потока следует ожидать также при большой кривизне и протяженности зон субдукции, поскольку в этом случае тепло поступает в тыловые части с разных сторон. Заметим, что упомянутое математическое моделирование процессов выделения и распространения тепла не учитывает очевидного уменьшения коэффициента трения по мере роста глубинных температур. Разогрев тыловых зон может активизировать местную конвекцию (задужный спрединг), вклад которой в измеренный тепловой поток может быть значительным.

Для характеристики теплового потока нами использованы многочисленные публикации. Среди них наиболее важное значение имеют фундаментальные обобщения В. Х. К. Ли, Р. П. Херцена (статьи, а также специальная монография Американского геофизического союза [212]) и М. Г. Лангсета, мл. (карта тепловых потоков мира, составленная в Американском институте аэронавтики и аэронавтики [176]). Сводки результатов изучения q на региональном уровне представили В. Ваке, С. Уеда, М. Ясуи, Дж. Скалатер, К. Корри, Т. Ватанабе, Я. Б. Смирнов, В. М. Сугробов, И. Г. Сугрובה, Б. Г. Поляк, О. В. Веселов, И. К. Туезов и др. (по северо-западному и западному сегментам Тихоокеанского кольца); Р. П. Херцен, К. Ц. Макдональд, Б. П. Луйендик, А. Дж. Халунен, Дж. Скалатер, У. Риттер и др. (по юго-западному сегменту); Дж. Х. Сасс, А. Л. Лахенбрук, Р. Дж. Мурро, Г. В. Грин, Т. Х. Мозес, Д. Эпп, П. Дж. Грим, М. Г. Лангсет (мл.), Дж. В. Элдер и др. (по восточному сегменту). В редких случаях, при отсутствии более подробной информации, мы обращались к схематической карте глобального теплового потока, которую составили Д. С. Чапман и Х. Н. Поллак [127]. В неясных ситуациях мы прибегали к советам У. И. Моисеенко, которой выражаем свою благодарность.

Индикация глубинного разогрева

Динамический режим островных дуг и связанное с ним существенное отклонение от стационарности в распределении тепла являются причиной того, что по значению плотности теплового потока нельзя получить отчетливого представления о температурах на большой глубине (сотни километров). Для суждения о степени относительного разогрева или охлаждения масс в астеносфере и в подастеносферной («шпинелевой») зоне надо использовать принципиально иные физические индикаторы. Такими индикаторами могут быть поглощение упру-

гих волн (добротность Q) и электрическая проводимость. Надо подчеркнуть, что наряду с принципиальной возможностью оценки глубинного разогрева должна быть обеспечена и фактическая возможность, а именно доступность результатов измерений для всех или почти всех учтенных ареалов вулканической деятельности. Последнее ограничение сразу делает нецелесообразным обращение к данным о величине Q , поскольку соответствующие определения выполнены лишь в некоторых из рассматриваемых регионов. Более перспективно использование сведений о региональных различиях электрической проводимости мантии.

Известно, что электрическое сопротивление мантии уменьшается приблизительно на два порядка в интервале глубин от 300—400 до 600—700 км, где оно становится близким (по порядку) к 1 Ом·м. Вместе с тем даже на одной и той же глубине электрическое сопротивление различается в разных регионах в 1,5—3 раза [198]. Таким образом, региональные вариации проводимости мантии зависят и от колебаний глубины хорошо проводящего слоя [197], и от латерального изменения свойств одного и того же слоя. Электрическая проводимость мантийного материала в свою очередь зависит от температуры. Поэтому измерение низкочастотных вариаций напряженности электромагнитного поля на поверхности Земли позволяет судить об аномальном разогреве (охлаждении) масс на большой глубине. Эта принципиальная возможность хорошо известна. Практика магнитотеллурических зондирований (МТЗ) распространяется и на изучение верхних частей мантии. Однако такие зондирования проведены пока в очень ограниченном числе мест.

Существенная трудность, с которой столкнулись авторы, заключалась в том, что нужно было найти такой «заменитель» МТЗ, который использует еще более низкие частоты и одновременно отличается доступностью данных. Анализ вопроса привел нас к заключению, что подходящим индикатором глубинного разогрева масс может быть недипольная недрейфующая компонента Z_{st} аномального геомагнитного поля. Индикатором контрастности глубинных температур является величина $\Delta Z_{st}/\Delta x$. Таким образом, наряду с характеристиками q , $q/q_{ж}$ и q/q_T нами использованы параметры Z_{st} и $\Delta Z_{st}/\Delta x$. Корреляционный анализ установил, что эти показатели теплового поля слабо связаны друг с другом. Тепловой поток q существенно коррелирован только с относительной величиной q/q_T ($r = +0,5$) и статистически независим от других переменных, включая $q/q_{ж}$. Наибольшее число связей имеет величина Z_{st} , причем все коэффициенты корреляции отрицательные:

$$\begin{array}{ccc} q/q_{ж} & q/q_T & \Delta Z_{st}/\Delta x \\ r = -0,3 & r = -0,2 & r = -0,4 \end{array}$$

Приведенные здесь оценки r могут быть интерпретированы в том смысле, что значительный глубинный разогрев охватывает большие области (при этом снижается градиент $\Delta Z_{st}/\Delta x$), интенсивный локальный разогрев литосферы менее типичен. Как будет показано ниже, сильный глубинный разогрев снижает вулканическую активность островных дуг, а с нею и возможность локального разогрева литосферы. Распределения переменных Z_{st} , q и q/q_T показаны на рис. 11.

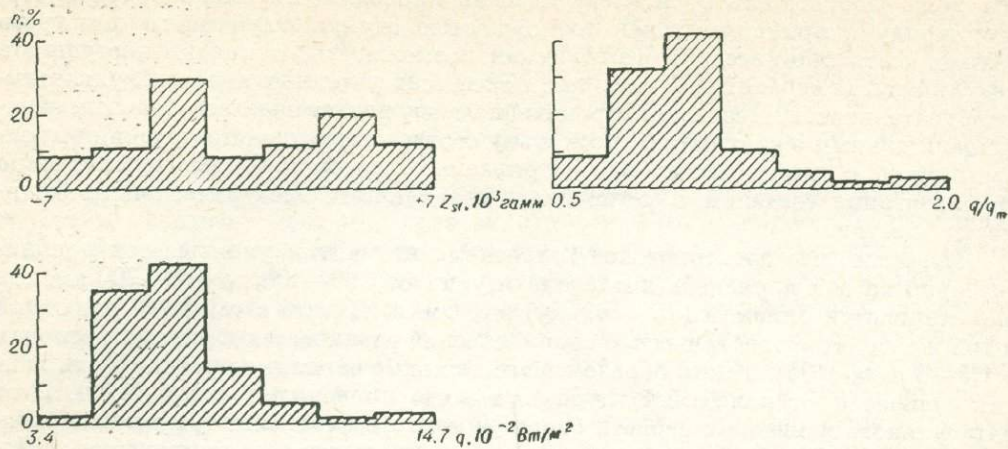


Рис. 11. Распределение характеристик теплового поля.

Соотношение теплового поля со строением литосферы, распределением глубинных масс и нарушениями гравитационного равновесия

Традиционный параметр — плотность теплового потока q — отличается от других характеристик термического состояния глубин наименьшим числом связей (табл. 11). Действительно, уверенную корреляцию с параметром q имеет только скорость продольных волн на границе Мохо (значения v_M уменьшаются в зонах с высоким тепловым потоком). Относительное значение плотности теплового потока $q/q_{ж}$ наиболее сильно связано с погружением дна океана и глубоководного желоба и с расширением желоба. Эти связи не оставляют сомнения в том, что изменения $q/q_{ж}$ отражают разную интенсивность субдукции. Естественно, что с этой позиции можно объяснить и разные по знаку корреляции переменной $q/q_{ж}$ со скоростями \bar{v} (положительная) и с v_M (отрицательная). Более интенсивное погружение литосферной плиты сопровождается повышенным разогревом мантии и энергичным поступлением плотных глубинных пород в верхние зоны коры. Величина q/q_T , отражающая разогрев литосферы и астеносферы в зоне вулканической цепи (по отношению к тыловой части островной дуги), имеет более слабые связи, чем $q/q_{ж}$. Локальный разогрев приводит к формированию более мощной и легкой земной коры и сопровождается общим подъемом верхней границы литосферы. Контраст распределения глубинных температур, о котором можно судить по величине $\Delta Z_{st} / \Delta x$ и который зависит от соотношения холодных (недавно привнесенных) и разогретых масс, приводит к таким же последствиям, однако корреляционные связи с характеристиками H и h в этом случае выражены более отчетливо.

Повышение температуры в глубинных зонах мантии (рост Z_{st}) сопровождается уменьшением всех параметров литосферы, в том числе сокращением мощности земной коры, снижением скорости продольных волн в коре и в мантии, проседанием поверхности литосферы. При этом несколько выравниваются

ТАБЛИЦА 11

Общие парные коэффициенты корреляции между индикаторами теплового поля и характеристиками строения литосферы

Индикаторы теплового поля	H	\bar{v}	v_m	h	h_0	$h_{ж}$	$l_{ж}$	$h_{ж}-h_0$
Z_{st}	-0,3	-0,1	-0,1	-0,2	-0,2	-0,3	-0,4	-0,3
$\Delta Z_{st}/\Delta x$	+0,4	-0,2	0,0	+0,5	0,0	-0,1	0,0	-0,1
q	0,0	0,0	-0,3	0,0	-0,1	0,0	0,0	0,0
$q/q_{ж}$	0,0	+0,2	-0,2	-0,1	+0,5	+0,5	+0,4	+0,5
q/q_T	+0,3	-0,2	+0,2	+0,2	-0,2	-0,1	-0,1	0,0

90%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,1$.

контрасты строения смежных структурных зон. По степени связи с параметрами литосферы на первом месте стоят термические индикаторы интенсивности процесса субдукции ($q/q_{ж}$ и $\Delta Z_{st}/\Delta x$), на втором — индикаторы общего разогрева мантии и земной коры (Z_{st} , q/q_T).

Анализ соотношений между интенсивностью разогрева масс и их избытком прежде всего показывает, что традиционные характеристики гравитационного и теплового поля (аномалии Буге, изостатические и тепловой поток) никак не связаны друг с другом (табл. 12). Рассматриваемые связи не укладываются также в простую логическую схему: чем сильнее разогрев, тем меньше плотность. Такая схема предполагает, что сначала появились массы, потом они оказались разогретыми. Более правдоподобно заключение, что концентрация глубинных масс связана с генерацией тепла, а сложная деформация и подъем геозотерм — с подъемом масс, т. е. в общем случае перемещения масс и тепла надо рассматривать совместно.

Хотя тепловой поток и не связан с аномалиями силы тяжести, отражающими плотностную неоднородность литосферы, однако он положительно коррелирован с тремя характеристиками глубинной плотностной неоднородности (M_a , G , $\Delta g_{Ф-К}$). Самые отчетливые связи со всеми индикаторами масс имеет величина $q/q_{ж}$. Положительные знаки r дают основание считать, что интенсивность субдукции определяет накопление масс и на глубине, и в верхней зоне литосферы. Контраст в распределении глубинных температур в целом

ТАБЛИЦА 12

Общие парные коэффициенты корреляции между индикаторами теплового поля и гравитационной характеристикой масс

Индикаторы теплового поля	G	$\frac{\Delta G}{\Delta x}$	M_a	$\Delta g_{Ф-К}$	Δg_B	$\Delta g_{из}$	$\Delta g_{из}-\Delta g_{из,ж}$
Z_{st}	0,0	0,0	+0,1	-0,2	0,0	0,0	0,0
$\Delta Z_{st}/\Delta x$	-0,5	-0,1	-0,3	-0,1	-0,5	-0,4	-0,5
q	+0,2	-0,2	+0,3	+0,3	0,0	0,0	0,0
$q/q_{ж}$	+0,5	+0,3	+0,4	+0,4	+0,3	+0,4	+0,5
q/q_T	-0,2	0,0	-0,1	0,0	-0,2	-0,1	-0,1

90%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,1$.

означает уменьшение аномальных масс. Глубинный разогрев мантии, фиксируемый повышениями поля Z_{st} , несколько уменьшает глобальные аномалии Фая, но практически не влияет на другие гравитационные индикаторы масс. Локальный разогрев литосферы и астеносферы достаточно отчетливо проявляется в уменьшении масс, что отражается аномалиями Буге и аномальным гравитационным потенциалом.

Влияние глубинного разогрева на режим сейсмогенерирующих напряжений

Разогрев мантии, о котором можно судить по компоненте Z_{st} , в целом снижает сейсмическую активность (корреляции Z_{st} с I , O_{ϕ} и $z_{\phi \max}$ отрицательные). По мере разогрева мантийного вещества и уменьшения его вязкости ослабевают сейсмогенерирующие напряжения всех типов. В особенности это относится к интервалу глубин 100—500 км ($r = -(0,3 \div 0,4)$). Исключение из общей закономерности представляет усиление косо ориентированных напряжений в первом и шестом 100-километровых слоях. Характерно также, что рост Z_{st} сопровождается значительным увеличением угла наклона верхней части сейсмофокальной поверхности и некоторым усилением ее горизонтальных деформаций. Оба эффекта можно объяснить уменьшением вязкости мантийного материала.

Контраст глубинных температур ($\Delta Z_{st}/\Delta x$) ассоциирует с увеличением интенсивности сжимающих сейсмогенерирующих напряжений на больших глубинах и ослаблением напряжений — на умеренных и малых. С ростом $\Delta Z_{st}/\Delta x$ увеличивается также интенсивность растягивающих напряжений на малой глубине (до 100 км) и косо ориентированных — в интервале 200—400 км, что понятно с учетом перераспределения по-разному разогретых масс. Общая интенсивность выделения сейсмической энергии уменьшается с ростом $\Delta Z_{st}/\Delta x$, так же как и с ростом Z_{st} . Для регионов с повышенным градиентом глубинных температур типичны умеренные и малые углы наклона сейсмофокальной поверхности.

Параметры I , O_{ϕ} , $z_{\phi \max}$, которые обобщенно характеризуют сейсмичность в зонах Беньофа, слабо связаны с q и q/q_T ($|r| < 0,2$) и сильно — с $q/q_{ж}$ ($r = +0,4; +0,6; +0,6$).

Структуру связей между абсолютными и относительными значениями теплового потока, с одной стороны, и параметрами сейсмичности — с другой, целесообразно пояснить с помощью канонической корреляции (табл. 13).

Первое решение отмечает тенденцию сильного уменьшения теплового потока в желобе и некоторого его сокращения в пределах сегментов вулканических цепей, что в совокупности обеспечивает рост отношения $q/q_{ж}$. (Такое сочетание характерно для ранних стадий энергичной субдукции). Изменения сейсмических параметров указывают на развитие сильных сжимающих напряжений на большой глубине и сокращение (нетипичность) косо ориентированных. В самом верхнем слое (0—100 км) сейсмичность падает. Ослабление растягивающих напряжений не содействует выносу тепла вместе с движением масс. В слое 100—200 км проявляются противоположные (сжимающие и растягивающие) напряжения. Высокая сейсмичность этого слоя может рассматриваться

ТАБЛИЦА 13

Каноническая корреляция абсолютных и относительных значений плотности теплового потока s_2^2 характеристиками сейсмичности

Решение	Тепловой поток			Канонический корень r_K	Напряжения	Глубина, км							Характеристики сейсмичности			
	q	$\frac{q}{q_{ж}}$	$\frac{q}{q_T}$			0—100	100—200	200—300	300—400	400—500	500—600	600—700	σ_{Φ}	τ	$z_{\Phi \max}$	z_{Φ}
1	-0.4	+0.9	0.0	0.93	I_C	-0.3	+0.2	0.0	-0.2	0.0	+0.5	-0.1	+0.1	+0.2	0.0	0.0
					I_P	-0.3	+0.2	+0.1	+0.1	—	—	—	—	—	—	—
					I_K	+0.1	0.0	0.0	0.0	-0.3	-0.5	—	—	—	—	—
2	+0.8	+0.2	-0.6	0.79	I_C	+0.3	0.0	+0.1	+0.1	+0.4	-0.1	0.0	+0.1	0.0	0.0	0.0
					I_P	0.0	0.0	0.0	-0.6	—	—	—	—	—	—	—
					I_K	0.0	+0.1	+0.1	0.0	+0.3	+0.3	—	—	—	—	—
3	+0.3	+0.2	+0.9	0.57	I_C	-0.2	+0.2	-0.4	+0.4	-0.1	+0.3	0.0	0.0	+0.2	0.0	0.0
					I_P	-0.1	+0.1	0.0	+0.4	—	—	—	—	—	—	—
					I_K	0.0	+0.2	-0.2	-0.1	-0.3	0.0	—	—	—	—	—

как признак либо слабого развития, либо погружения астеносферы, что в целом согласуется с низким уровнем теплового потока.

Второе решение подчеркивает особенности связей переменных при общем интенсивном разогреве, что выражается ростом теплового потока в пределах вулканической цепи и еще более значительным его повышением в тыловой части островной дуги. Совместное изменение q и q_T в указанной пропорции сопровождается уменьшением отношения q/q_T . Положительный коэффициент при $q/q_{ж}$ означает опережающий рост q по сравнению с $q_{ж}$ либо значительное уменьшение $q_{ж}$. Оба варианта согласуются с представлением о продолжающейся генерации тепла в зоне субдукции. В соответствии с оценками С. Хасебе, Н. Фудзи и С. Уеда, такое сочетание q и q_T достигается по истечении 50—100 млн. лет с начала субдукции со скоростью примерно 3 см/год. Изменения косо ориентированных сейсмогенерирующих напряжений отмечают перемешивание мантийного материала (особенно на глубине 400—600 км); значительно сокращены растягивающие напряжения на большой (для этих напряжений) глубине — 300—400 км. Некоторый рост сжимающих напряжений, связанных с продолжающейся субдукцией, типичен почти для всего учитываемого диапазона глубин, за исключением его нижней части.

Третье решение отчасти напоминает второе, поскольку также указывает на увеличение теплоотдачи. Однако в этом решении подчеркивается локальность разогрева, распространяющегося на вулканическую цепь и не охватывающего тыловых зон островной дуги. Совместное изменение q и q_T обеспечивает рост отношения q/q_T . Для сейсмической картины характерно чередование слоев с повышенной и пониженной интенсивностью сейсмогенерирующих напряжений. Косо ориентированные напряжения в целом нетипичны, за исключением слоя 100—200 км.

Физические модели движения плит
и учитываемые кинематические параметры

Глобальная тектоника, рассматривающая горизонтальные перемещения литосферных плит как результат сложных конвективных движений мантийных масс, ознаменовала новый этап в развитии геологии. Аккумуляция геофизических, батиметрических, литологических и других данных явилась основой для оценок амплитуды и направления относительных перемещений крупных сегментов Земли. Этой проблеме посвящены десятки серьезных публикаций [например, 191]. Мы обратились к сводной работе С. Соломона и Н. Слипа [206], в которой проанализированы некоторые простые модели движения плит и определены скорости их абсолютных перемещений. Эти авторы учли данные об относительном вращении 11 плит, которые по занимаемой ими площади в пределах континентов и океанов (суммарной/только континентальной) располагаются в следующем порядке: Тихоокеанская (2,664/0,046), Американская (2,486/1,494), Африканская (1,931/0,872), Евроазиатская (1,675/1,463), Индийская (1,503/0,531), Антарктическая (1,477/0,442), Наска (0,405/0), Филиппинская (0,141/0), Аравийская (0,121/0,104), Карибская (0,087/0,034), Кокос (0,076/0). В качестве единицы длины выбран радиус Земли, эта же единица использована при вычислении площадей.

Наряду с названными плитами С. Соломон и Н. Слип рассматривают 16 желобов или зон субдукции: Алеутский, Мексиканский, Перуанско-Чилийский и Курильский желоба на границах Американской плиты; желоба Центральноамериканский и Пуэрто-Рико (Карибская плита); Южно-Сандвичев желоб (Антарктическая плита); зоны субдукции Средиземноморскую, Аравийскую, Гималайскую, Яванскую-моря Банда, Японскую, Рюкю-Филиппинскую (Евроазиатская плита); Идзу-Бонин-Марианскую (Филиппинская плита); Тонга-Кермадек-Новозеландскую (Индийская плита); зону субдукции, включающую Новую Британию, Соломоновы острова и Новые Гебриды (Тихоокеанская плита). Граница Евроазиатской и Американской плит проведена частично в пределах суши, что и объясняет непривычное отнесение Курильского желоба к Американской плите.

Расчеты выполнены с учетом согласования вращающих моментов в разных зонах для всей литосферы. При оценке абсолютных скоростей перемещения плит С. Соломон и Н. Слип использовали серию последовательно усложняющихся моделей и их модификаций. Модель А предполагает одинаковый коэффициент сцепления под всеми плитами, модель В задает значимый коэффициент сцепления только под континентами, модель С полагает, что торможение, препятствующее горизонтальному перемещению погружающихся пластин, сконцентрировано в зонах субдукции. Как видно, переход от модели А к С означает вместе с тем переход от предельно рассредоточенного торможения (и сцепления) к предельно сконцентрированному. Модель D предполагает комплексное участие сил: максимальное затягивание краевых частей пластин (субдуцируемых плит) плюс однородное торможение под всеми плитами. Результаты расчетов, основанные на последней модели, которая наиболее полно отвечает существующим представлениям о динамике литосферных плит, были учтены нами при совмест-

ной их обработке с данными других глобальных сводок (сейсмичность, гравитационное поле и т. д.).

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что, опираясь на различные физические модели, С. Соломон и Н. Слип построили достаточно сходные глобальные схемы векторов, показывающих абсолютные скорости перемещения плит. На всех схемах малоподвижным «островом» выделяется Евразия. Абсолютная угловая скорость ее движения, преимущественно в направлении с запада и северо-запада на юго-восток, варьирует в пределах от $1,52 \cdot 10^{-7}$ (модель В) до $2,26 \cdot 10^{-7}$ градус/год (модель С); в модели D скорость составляет всего лишь $1,77 \cdot 10^{-7}$ градус/год, или 2 см/год (в соответствии с гипотезами, учитывающими систему фиксированных горячих точек [206], скорость варьирует в пределах 1—4 см/год).

Скорость перемещения громадной Тихоокеанской плиты в несколько раз больше (7—10 см/год по разным моделям). Скорость неодинакова в разных частях плит по значению и отчасти по направлению. Различие скорости является главной причиной формирования трансформных разломов и громадных сдвигов по ним. Степень подробности схем векторов, составленных С. Соломоном и Н. Слип, не позволяет непосредственно увидеть эффект трансформных разломов, поскольку оценки скорости найдены лишь для узлов градусной сетки с интервалом 30° , а также для семи горячих точек (Йеллоустон в Северной Америке и острова: Гавайи, Макдональд, Эстер, Исландия, Тристан-да-Кунья, Реюньон).

Для характеристики движения взаимодействующих плит использовано несколько параметров. Первый из них, наиболее простой, — это абсолютное значение скорости v_n движения океанической литосферной плиты. Естественно предположить, что следовало бы учесть также скорость перемещения соответствующих континентальных плит, а также векторную разность скоростей. Однако ввиду того, что скорость континентальных частей зон взаимодействия в несколько раз меньше, чем океанических, для анализа оставлена скорость v_n океанических плит. С учетом того, что вектор скорости океанической плиты образует разные углы с фронтом островной дуги (в пределах каждого рассматриваемого сегмента), введен дополнительный параметр $v_n \cos \gamma$, где γ — угол между перпендикуляром к фронту дуги и направлением движения; $\gamma = 0^\circ$ при движении перпендикулярно к фронту дуги, 90° при движении по касательной, 180° при обратном движении.

Практически реализуются различные варианты угловых соотношений. В большинстве случаев угол γ мал, варьирует в пределах $0-40^\circ$. Тихоокеанская плита движется почти перпендикулярно к фронту вулканических цепей в районе дуги Тонга, плита Наска — к полосе Анд, плита Кокос — к вулканическим цепям Центральной Америки. Вместе с тем Тихоокеанская плита почти вскользь, по касательной, перемещается в некоторых сегментах Алеутской дуги, а для Каскадных гор характерно движение этой плиты в сторону от континента (соответственно угол γ превышает здесь 90°). Северное окончание дуги Тонга резко развернуто на запад, здесь угол γ существенно влияет на оценку параметра $v_n \cos \gamma$. Аналогичное замечание относится к южной части Марианской дуги.

Вертикальная компонента давления, оказываемого погружающейся литосферной плитой, зависит не только от скорости $v_n \cos \gamma$, но и от угла наклона α^*

верхней части фокальной поверхности. Чтобы учесть возможное влияние геометрии зоны Бенъофа на геофизические и петрохимические эффекты взаимодействия плит, используем третий параметр — $v_{\text{п}} \cos \gamma \sin \alpha^*$. Перечисленные параметры ($v_{\text{п}}$, $v_{\text{п}} \cos \gamma$, $v_{\text{п}} \cos \gamma \sin \alpha^*$) описывают обычную ситуацию — взаимодействие двух плит. В ряде регионов (Юго-Восточная Азия, Центральная Америка) ситуация осложнена и не исчерпывается простым взаимодействием двух плит. В связи с этим введен и использован параметр $\Sigma_{v_{\text{п}}}$, который представляет собой функцию числа и знаков векторов скорости $v_{\text{п}}$, т. е. числа сходящихся $n_{\text{с.п}}$ и расходящихся $n_{\text{р.п}}$ плит. Принято, что в стандартной ситуации одна плита практически неподвижна, другая перемещается относительно нее ($n_{\text{р.п}} = 0$, $n_{\text{с.п}} = 1$ или $n_{\text{с.п}} = 0$, $n_{\text{р.п}} = 1$) либо осуществляется трансляция движений ($n_{\text{с.п}} = 1$, $n_{\text{р.п}} = 1$); число направлений движения соответствует числу плит и, если угол между направлениями меньше некоторого критического значения (10°), то направления считаются совпадающими.

При этих условиях

$$\Sigma_{v_{\text{п}}} = n'_{\text{с.п}} - n'_{\text{р.п}} - k \operatorname{sgn}(n'_{\text{с.п}} - n'_{\text{р.п}}),$$

где

$$n'_{\text{с.п}} = \begin{cases} 0 & \text{при } n_{\text{с.п}} = 0 \text{ или } 1; \\ n_{\text{с.п}} & \text{при } n_{\text{с.п}} > 1; \end{cases}$$

$$n'_{\text{р.п}} = \begin{cases} 0 & \text{при } n_{\text{р.п}} = 0 \text{ или } 1; \\ n_{\text{р.п}} & \text{при } n_{\text{р.п}} > 1; \end{cases}$$

$$k = \begin{cases} 1 & \text{при } |n_{\text{с.п}} - n_{\text{р.п}}| = 1; \\ 0 & \text{при других соотношениях } n_{\text{с.п}} \text{ и } n_{\text{р.п}}; \end{cases}$$

$$\operatorname{sgn} x = \begin{cases} +1 & \text{при } x > 0; \\ 0 & \text{при } x = 0; \\ -1 & \text{при } x < 0. \end{cases}$$

В том случае, если среди рассматриваемых направлений движения имеются близкие [угол между ними мал ($10-15^\circ$), хотя и превышает критическое значение], то расчетное значение $\Sigma_{v_{\text{п}}}$ корректируется на $1/2$ в сторону уменьшения абсолютной величины.

Таким образом в стандартной ситуации $\Sigma_{v_{\text{п}}} = 0$; схождение трех плит дает $+3$, а расхождение (-3). При схождении двух плит и отходе одной $\Sigma_{v_{\text{п}}} = +1$, в том же варианте при малом угле ($10-15^\circ$) между сходящимися плитами имеем $+1/2$, дальнейшее уменьшение угла сводит ситуацию к обычной: $\Sigma_{v_{\text{п}}} = 0$.

Параметры $v_{\text{п}}$, $v_{\text{п}} \cos \gamma$, $v_{\text{п}} \cos \gamma \sin \alpha^*$ и $\Sigma_{v_{\text{п}}}$ статистически связаны друг с другом, о чем можно судить по оценкам r :

$v_{\text{п}}$	$v_{\text{п}} \cos \gamma$	$v_{\text{п}} \cos \gamma \sin \alpha^*$	$\Sigma_{v_{\text{п}}}$
	$+0.7$	$+0.7$	0.0
		$+0.9$	0.0
			$+0.2$
			$v_{\text{п}}$
			$v_{\text{п}} \cos \gamma$
			$v_{\text{п}} \cos \gamma \sin \alpha^*$

Переменные v_{Π} , $v_{\Pi} \cos \gamma$ и $v_{\Pi} \cos \gamma \sin \alpha^*$ в определенной степени заменяют друг друга, тогда как Σv_{Π} представляет собой существенно отличный от них индикатор обстановки.

Взаимодействие плит и режим сейсмогенерирующих напряжений

Сжимающие, растягивающие и косо ориентированные напряжения на разных глубинах обнаруживают сложные связи с параметрами движения плит (табл. 14). Значительная скорость перемещения плиты сопровождается повышенной интенсивностью сжимающих напряжений в интервалах глубины 200—400 и 500—700 км при одновременном ее спаде в интервале 100—200 км. Интенсивность растягивающих и косо ориентированных напряжений на большой глубине (соответственно 300—400 и 400—500 км) уменьшается, но на глубине 100—300 км возрастает интенсивность косо ориентированных напряжений. Эти соотношения можно объяснить с единой позиции. Увеличение скорости подачи литосферного материала сопровождается вследствие повышенного выделения тепла ростом пластичности материала верхней зоны астеносферы (100—200 км) и латеральным перераспределением масс, что фиксируется спадом сжимающих напряжений и ростом косо ориентированных. По мере увеличения скорости v_{Π} и избытка материала возрастает давление в нижележащей части астеносферы и в подастеносферном слое, часть материала перераспределяется не только на глубине 100—200 км, но и 200—300 км. За пределами астеносферы идет преимущественно нагнетание материала вглубь. Направленное перемещение этого

ТАБЛИЦА 14

Общие парные коэффициенты корреляции между кинематическими параметрами взаимодействующих плит и сейсмогенерирующими напряжениями на разных глубинах

Кинематические параметры плит	Глубина, км							Тип напряжений
	0—100	100—200	200—300	300—400	400—500	500—600	600—700	
v_{Π}	0,0	-0,4	+0,3	+0,4	-0,1	+0,4	+0,3	Сжимающие I_c
$v_{\Pi} \cos \gamma$	0,0	0,0	+0,3	+0,3	0,0	+0,4	+0,3	
$v_{\Pi} \cos \gamma \sin \alpha^*$	0,0	-0,2	+0,1	+0,2	-0,2	+0,1	+0,1	
Σv_{Π}	+0,1	-0,1	-0,1	+0,1	-0,1	-0,1	-0,1	
v_{Π}	0,0	-0,1	-0,1	-0,5				Растягивающие I_p
$v_{\Pi} \cos \gamma$	-0,2	0,0	+0,1	-0,3				
$v_{\Pi} \cos \gamma \sin \alpha^*$	-0,2	+0,1	+0,3	-0,2				
Σv_{Π}	0,0	+0,2	+0,5	0,0				
v_{Π}	0,0	+0,3	+0,3	+0,1	-0,5	0,0		Косо ориентированные I_k
$v_{\Pi} \cos \gamma$	0,0	+0,4	+0,3	+0,1	-0,2	0,0		
$v_{\Pi} \cos \gamma \sin \alpha^*$	+0,1	+0,4	0,0	0,0	-0,2	0,0		
Σv_{Π}	+0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	+0,2		

90%-я зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,1$.

материала вдоль зоны субдукции подчеркивается резким ослаблением косо ориентированных и растягивающих напряжений при значительной интенсивности сжимающих.

Параметр $v_{\Pi} \cos \gamma$ почти так же связан с сейсмогенерирующими напряжениями, как и скорость v_{Π} . Однотипные, но более ослабленные связи с напряжениями имеет параметр $v_{\Pi} \cos \gamma \sin \alpha^*$, что можно объяснить значительным несоответствием угла падения зоны Бенъофа в ее верхней части с особенностями строения и динамики на глубине. Специфические связи обнаруживает параметр $\Sigma_{v_{\Pi}}$. Значительные и притом положительные коэффициенты корреляции устанавливаются между «стоком» материала (в соответствии с комбинациями векторов движения плит) и сложным его перемешиванием в верхней зоне (до 100 км), о чем можно судить по росту косо ориентированных напряжений. «Сток» материала положительно коррелирован с растягивающими напряжениями на глубине до 300 км.

Для сравнения с режимом сейсмичности можно отметить, что особенности глубинного строения коры, представленные на сейсмических разрезах, крайне слабо связаны либо вообще не связаны с кинематическими параметрами взаимодействующих плит, что указывает на возможность перестроек векторов движения в процессе формирования земной коры. Некоторое исключение составляет параметр $\Sigma_{v_{\Pi}}$, который положительно коррелирован со скоростью \bar{v} . В качестве примера, иллюстрирующего эту связь, можно привести Новую Британию, где обнаружена кора почти нормальной континентальной толщины с высокой скоростью распространения продольных волн в ее нижней части [218]. Глубина желобов и океанического ложа в большей степени связана со скоростью движения плит, причем наибольшее влияние на глубину дна оказывает компонента скорости, нормальная к фронту дуги:

	v_{Π}	$v_{\Pi} \cos \gamma$	$v_{\Pi} \cos \gamma \sin \alpha^*$	$\Sigma_{v_{\Pi}}$
$h_{ж\frac{1}{2}}$	+0,2	+0,4	+0,3	0,0
h_0	+0,1	+0,3	+0,1	-0,1
$h_{ж} - h_0$	+0,1	+0,4	+0,3	+0,2

Пониманию природы наблюдаемых соотношений способствует каноническая корреляция (табл. 15). Целесообразно рассматривать одновременно два решения: первое и третье. Первое показывает специфику сейсмичности при сочетании повышенного вертикального давления литосферной плиты с пониженной скоростью ее движения по направлению, нормальному к фронту дуги, тогда как третье решение соответствует также повышенному вертикальному давлению, но при пониженной абсолютной скорости. Коэффициенты при переменных для этих двух случаев в значительной степени полярны. Наиболее высокие коэффициенты подчеркивают роль растягивающих и косо ориентированных напряжений. При повышенном вертикальном давлении и малой фронтальной скорости (или быстром движении вскользь) характерно усиление сейсмичности на малой глубине (до 100 км) и ее ослабление в астеносфере и в подастеносферном слое, за исключением нижней части этого слоя, где идет энергичное перераспределение и перемешивание материала. В целом заметно ослаблены расширяющие (растягивающие) напряжения. При повышенном вертикальном давлении и малой абсолютной скорости ослаблена сейсмичность в верхнем слое

Каноническая корреляция кинематических параметров взаимодействующих плит с характеристиками сейсмичности

Решение	Кинематические параметры плит				Канонический корень r_K	Напряжения	Глубина, км							Характеристики сейсмичности				
	v_{II}	$v_{II} \cos \gamma$	$v_{II} \cos \gamma \sin \alpha^*$	Σv_{II}			0-100	100-200	200-300	300-400	400-500	500-600	600-700	I	O_Φ	$z_\Phi \max$	α^*	α
1	+0,2	-0,8	+0,6	0,0	0,94	I_C	+0,2	-0,2	0,0	0,0	-0,1	-0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	+0,2
						I_P	+0,3	-0,4	0,0	-0,3	—	—	—					
						I_K	-0,1	-0,1	+0,1	+0,1	+0,5	+0,1	—					
2	+0,6	+0,6	-0,2	+0,5	0,92	I_C	0,0	-0,1	+0,2	0,0	+0,2	-0,1	0,0	0,0	-0,1	+0,2	+0,1	-0,1
						I_P	0,0	+0,3	+0,1	-0,7	—	—	—					
						I_K	0,0	+0,1	+0,1	0,0	+0,2	-0,2	—					
3	-0,7	0,0	+0,7	+0,1	0,90	I_C	-0,2	+0,2	0,0	0,0	0,0	+0,2	-0,1	0,0	-0,2	-0,1	0,0	+0,1
						I_P	-0,5	+0,3	+0,2	+0,2	—	—	—					
						I_K	+0,1	+0,3	-0,2	-0,1	-0,3	-0,3	—					
4	0,0	-0,1	+0,7	-0,7	0,65	I_C	-0,2	0,0	+0,3	-0,3	0,0	+0,4	-0,2	-0,2	+0,2	-0,2	-0,1	+0,3
						I_P	0,0	+0,3	0,0	-0,2	—	—	—					
						I_K	-0,3	+0,2	-0,1	0,0	+0,2	-0,1	—					

(—100 км), усилена роль растягивающих напряжений на глубине. Перераспределение материала, фиксируемое косо ориентированными напряжениями, происходит не на большой, а на умеренной глубине (до 200 км), т. е. преимущественно в астеносфере, объем которой сокращается, о чем свидетельствует рост разнотипных сейсмических напряжений в интервале 100—200 км.

Второе решение соответствует случаю, когда повышается абсолютная скорость литосферной плиты и ее компонента, нормальная к фронту островной дуги, в сочетании с тройным сочленением плиты «стоком» материала, поступающего с разных направлений. Этому варианту отвечает некоторое общее усиление разнотипных напряжений на глубине от 100 до 300 км, уменьшение растягивающих напряжений на глубине 300—400 км, возрастание сжимающих напряжений выше и ниже этого слоя («преодоление сопротивления»). Последнее (четвертое) решение характеризует ситуацию, когда повышенное вертикальное давление в верхней части зоны Беньофа сочетается с таким взаимодействием плит, в результате которого глубинный материал поднимается и расходуется в стороны. Практически этот вариант может реализоваться при расположении зоны субдукции вблизи зарождающегося хребта. Для этого случая характерно некоторое ослабление интенсивности выделения сейсмической энергии и уменьшение максимальной глубины фокусов при сравнительно однородном их распределении. Сжимающие и растягивающие напряжения чередуются на разных глубинах, а самый верхний слой (0—100 км) отличается пониженной интенсивностью сжимающих и косо ориентированных напряжений.

Влияние взаимодействия плит на распределение глубинных масс и их термическое состояние

Систематическое движение литосферной плиты в течение продолжительного (в геологическом смысле) времени должно сопровождаться аккумуляцией и перераспределением масс. При сохранении направления вектора v_n вариации его модуля, с точки зрения накопления масс, представляются менее важными. Очевидно, что избыточные массы могут сформироваться в том диапазоне глубины, где происходит перемещение материала; при этом возможно латеральное смещение центра масс в сторону тыловых частей островных дуг, т. е. по направлению падения зон Беньофа [41].

Отражение в гравитационном поле привнесенных масс определяется рядом условий, среди которых главными являются средняя глубина и среднее значение аномальной (избыточной или недостаточной) плотности. Нагнетание масс и связанное с ним повышение давления содействуют уплотнению вещества. Учитывая поперечные размеры зон аккумуляции масс и возможную их глубину (сотни километров), следует ожидать изменений преимущественно тех характеристик гравитационного поля, которые либо отличаются большой глубиной (аномальный гравитационный потенциал; осредненные по большой площади аномалии Фая), либо практически нечувствительны к глубине (суммарная приведенная аномальная масса). Меньше оснований ожидать, что привнесенные движением плит аномальные массы отразятся в обычных гравитационных аномалиях (Буге, изостатических и др.). Общие парные коэффициенты корреляции кинематических параметров взаимодействующих плит и гра-

ТАБЛИЦА 16

Общие парные коэффициенты корреляции между кинематическими параметрами взаимодействующих плит и гравитационной характеристикой масс

Кинематические параметры плит	G	$\frac{\Delta G}{\Delta x}$	M_a	$\Delta g_{\Phi-K}$	Δg_B	$\Delta g_{из}$	$\Delta g_{из} - \Delta g_{из.ж}$
$v_{п}$	+0,3	0,0	+0,6	+0,2	0,0	0,0	0,0
$v_{п} \cos \gamma$	+0,5	+0,2	+0,6	+0,4	+0,1	+0,1	0,0
$v_{п} \cos \gamma \sin \alpha^*$	+0,5	+0,2	+0,5	+0,3	+0,2	+0,1	+0,1
$\Sigma v_{п}$	+0,6	0,0	+0,5	+0,3	+0,3	+0,3	+0,4

90%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,1$.

витационных индикаторов масс подтверждают эти соображения (табл. 16). С величиной $v_{п}$ тесно связана приведенная избыточная масса. Почти аналогичные связи масса M_a имеет с параметрами $v_{п} \cos \gamma$ и $v_{п} \cos \gamma \sin \alpha^*$. В отличие от M_a аномальный гравитационный потенциал G теснее связан не с модулем скорости движения плиты, а с компонентой скорости, нормальной к фронту дуги. Традиционные индикаторы масс (аномалии Буге и изостатические) не имеют статистически значимой связи с величиной $v_{п}$ и обнаруживают слабую положительную корреляцию с параметрами $v_{п} \cos \gamma$ и $v_{п} \cos \gamma \sin \alpha^*$. (Последнее обстоятельство не исключает возможности значительных связей на региональном уровне).

В отличие от других кинематических параметров плит функция $\Sigma v_{п}$ связана с индикаторами не только глубинных масс, но и тех, которые сосредоточены в верхней части литосферы. Принимая во внимание, что параметр $\Sigma v_{п}$ в свою очередь коррелирован с косо ориентированными напряжениями в слое 0—100 км, можно понять соотношения $\Sigma v_{п}$ с гравитационными аномалиями Буге и изостатическими. Сложные перемещения материала в литосфере и верхней зоне астеносферы, созданные комбинацией векторов $v_{п}$, фиксируются соответствующими напряжениями и одновременно аномалиями, указывающими на избыток масс и нарушение равновесия. По отчетливости связей с кинематическими параметрами плит первое место среди гравитационных индикаторов масс занимает M_a , второе — G , третье — $\Delta g_{\Phi-K}$. В свою очередь среди кинематических параметров наибольшим числом и отчетливостью связей характеризуется параметр $\Sigma v_{п}$, второе место принадлежит компоненте $v_{п} \cos \gamma$, третье — $v_{п} \cos \gamma \sin \alpha^*$.

Приведенные соотношения с учетом связей внутри групп переменных делают вполне понятными результаты канонической корреляции: накопленная масса связана прежде всего с фронтальной компонентой скорости движения океанической плиты и с возможностью поступления материала в одну зону от нескольких источников по разным направлениям; вместе с тем существенны и абсолютная скорость движения плиты и ее вертикальная компонента в зоне субдукции.

Сочетание вновь поступивших (холодных) и уже накопленных (нагретых) масс порождает сложное тепловое поле (табл. 17). С высокой скоростью $v_{п}$ и ее компонентой $v_{п} \cos \gamma$ связан повышенный контраст в распределении температуры на глубине (рост градиента $\Delta Z_{st}/\Delta x$). Увеличение компоненты скорости

ТАБЛИЦА 17

Общие парные коэффициенты корреляции между кинематическими параметрами взаимодействующих плит и индикаторами теплового поля

Кинематические параметры плит	Глубинный разогрев масс		Тепловой поток в верхней зоне литосферы		
	Z_{st}	$\frac{\Delta Z_{st}}{\Delta x}$	q	$\frac{q}{q_{ж}}$	$\frac{q}{q_{т}}$
$v_{п}$	+0,1	+0,3	+0,2	+0,2	0,0
$v_{п} \cos \gamma$	-0,2	+0,2	+0,2	+0,4	+0,1
$\Sigma v_{п}$	+0,3	-0,5	0,0	+0,1	-0,2

90%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,1$.

$v_{п} \cos \gamma$ положительно влияет на отношение $q/q_{ж}$. Это объясняется тем, что понижение теплового потока в желобе из-за усиленного погружения масс в направлении, почти противоположном движению тепла, сочетается с увеличением тепловыделения и возрастанием теплового потока в ареалах вулканической деятельности. При обычной схеме субдукции генерируемое тепло перераспределяется в тыл островной дуги. При этом область максимального разогрева смещается от зоны вулканов [197]. Концентрация литосферного материала, поступающего с разных сторон, содействует повышенному глубинному разогреву в обширной области схождения плит. Связи параметра $\Sigma v_{п}$ с Z_{st} и $\Delta Z_{st}/\Delta x$ подтверждают это положение. Отрицательная корреляция с горизонтальным градиентом напряженности магнитного поля подчеркивает большую площадь аномалий Z_{st} при почти одинаковом повышенном уровне значений этих аномалий.

Коррелированность абсолютной скорости движения океанических плит и геофизической характеристики глубин в зонах субдукции использована нами для регрессионной оценки параметра $v_{п}$. Примечательно, что коэффициенты при переменных, описывающих морфологические особенности структур, оказались гораздо меньшими, чем при переменных, показывающих физическое состояние глубин (G , $\Delta Z_{st}/\Delta x$, $I_{с 300}$, $I_{с 600}$, $I_{к 200}$). Вычисленные значения $v_{п}$ отличаются от заданных в пределах 1—2 см/год. Так, для части плиты, двигающейся в зоне островов Рюкю, вычисленное значение $v_{п}$ составляет 6 см/год, тогда как задано 7,4 см/год; для дуги Идзу-Бонин найдено 9,0—9,3 см/год при исходном значении 8 см/год. Аналогично более высокая скорость была вычислена для части плиты Наска, двигающейся в направлении Анд. Важно отметить, что расхождения, если они значительные, имеют для отдельных островных дуг (вулканических цепей) систематический характер. Можно было бы предполагать, что систематичность расхождений внесена неточным заданием сейсмологических показателей напряжений, так как именно эта характеристика обычно не индивидуализируется для смежных вулканических ареалов. Однако основное влияние на оценку $v_{п}$ оказывают не столько параметры сеймогенерирующих напряжений, сколько характеристики распределения глубинных масс и контрастности глубинного разогрева. В свою очередь эти показатели, учитываемые индивидуально для каждого сегмента вулкани-

ческой цепи, отражают не «мгновенное» состояние, а интегральные эффекты, требующие для своего формирования продолжительного времени.

Можно полагать, что широкий спектр геофизических индикаторов физического состояния глубинных масс окажется полезным для изучения динамики горизонтальных перемещений [46] и в других геологических обстановках, отличных по глубинным условиям от островных дуг.

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ И ЕЕ СВЯЗЬ С РЕЖИМОМ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ МАСС

Пространственно-временные показатели вулканической активности

Проблема соотношения вулканических и тектонических процессов так же стара как геология. К этой проблеме привлечено внимание многих исследователей и научных коллективов, поскольку с решением ее главных вопросов станут более ясными пути дальнейшего развития геологических знаний, теоретических и прикладных. К настоящему времени накоплен большой опыт совместного анализа сейсмических и вулканических явлений и сделаны выводы о степени их сопряженности. В частности, установлено, что к поясам активных вулканов островных дуг в целом приурочены землетрясения с глубиной очагов 70—150 км. Распределение очагов неравномерное, в непосредственной близости от вулканов они часто отсутствуют, что объясняется пониженной вязкостью глубинного материала. Обосновывается точка зрения о существенной роли сейсмофокальной зоны, определены некоторые закономерности согласованного изменения пространственно-временных и энергетических показателей.

Вместе с тем, как это видно по материалам текущих публикаций и специальных совещаний по проблемам вулканологии, в этой области остается слишком много неопределенного. Высказывается мнение, что для выяснения закономерностей еще недостаточна продолжительность наблюдений. Так, А. И. Фарберов отмечает: «Анализ данных за сравнительно короткий интервал времени не позволяет установить однозначной корреляционной зависимости между числом и силой землетрясений с промежуточной глубиной очага и характером деятельности отдельных вулканических центров» [97].

Неопределенность свойственна не только тем соотношениям, которые в силу стохастической природы рассматриваемых переменных (особенно функций времени) принципиально невозможно адекватно описать в рамках детерминистического подхода. Речь идет даже о самых важных и относительно устойчивых характеристиках, таких как плотность расположения рядов вулканов в поясах проницаемости. Известно, что для региональной оценки этой величины нет необходимости в исторически продолжительном времени. Примечательно, что В. И. Влодавец, который обобщил данные о вулканической деятельности в различных регионах и составил глобальную сводку, представленную на Всесоюзном вулканологическом совещании (1974 г.), пришел к выводу об отсутствии в историческое время связи между характеристикой экстенсивности вулканизма и типом тектонических систем [15].

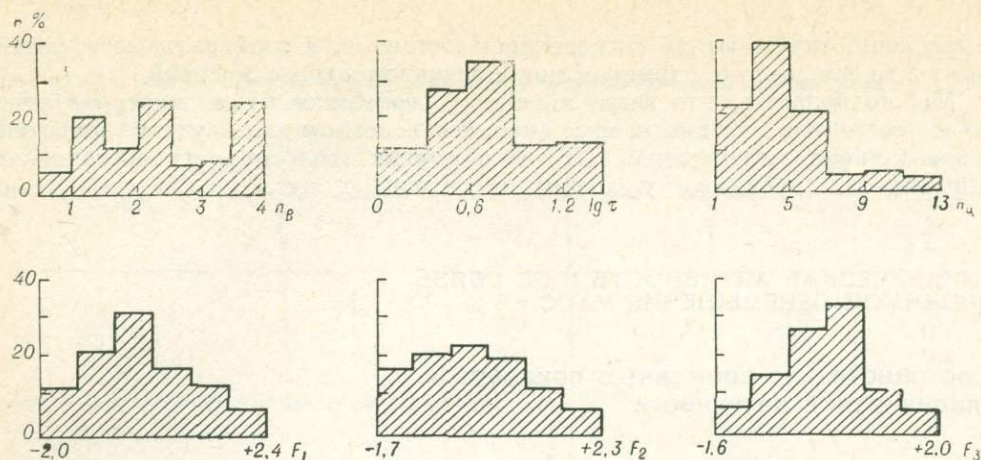


Рис. 12. Распределение параметров вулканической активности.

Сложность и многоаспектность проблемы требуют, чтобы исследования опирались на полную и унифицированную количественную информацию. Нами использована сводка В. И. Влодавца. Для всех рассматриваемых сегментов островных дуг привлечены сведения об экстенсивности и интенсивности вулканизма, представленные значениями трех количественных показателей: n_B — плотность ряда вулканов в зоне проницаемости (число действующих вулканов на 100 км фронта островной дуги); $\lg \tau$ — логарифм среднего периода между начальными этапами эруптивных циклов; $n_{\text{ц}}$ — среднее количество эруптивных циклов на один вулкан. Первый из этих показателей не требует пояснения. В качестве эруптивного цикла В. И. Влодавец рассматривает одно или несколько извержений, отделенных от предыдущих периодом покоя более года. Таким образом, комбинация показателей n_B , $\lg \tau$, $n_{\text{ц}}$ (рис. 12) характеризует одновременно и частоту и режим извержений (малое число $n_{\text{ц}}$ может указывать на частые спокойные эффузии). Переход от τ к $\lg \tau$ потребовался для симметризации распределения и повышения устойчивости оценки соответствующих ковариаций и коэффициентов корреляции.

Рассматриваемые параметры статистически связаны друг с другом: $r_{n_B - n_{\text{ц}}} = +0,3$; $r_{n_B - \lg \tau} = -0,6$; $r_{n_{\text{ц}} - \lg \tau} = -0,4$. Факторный анализ связей переменных (табл. 18) приводит к выводу о наличии трех независимых (ортogonalных) тенденций их сопряженного изменения. Главная из тенденций, на которую приходится 63% изменчивости системы переменных n_B , $\lg \tau$, $n_{\text{ц}}$, может быть определена как общая напряженность вулканической деятельности. Эта характеристика почти в равной мере зависит от повышения плотности вулканов на 100 км фронта островной дуги ($a_{11} = +0,8$), сокращения времени, соответствующего среднему периоду между эруптивными циклами ($a_{21} = -0,9$), а также от сокращения числа циклов ($a_{31} = -0,7$), что в известном смысле эквивалентно малым перерывам между отдельными извержениями (по условию, которое принято В. И. Влодавцом при табулировании исходных данных, перерыв между извержениями, не достигающий года, означает, что продолжается

Результаты факторного анализа характеристик интенсивности и экстенсивности вулканизма

Фактор	Вес, %	Нагрузки на переменные		
		n_B	$\lg \tau$	n_C
F_1	63	+0,8	-0,9	-0,7
F_2	24	-0,5	+0,1	+0,7
F_3	13	+0,4	+0,5	+0,2

прежний цикл; в связи с этим частые извержения приводят к пониженной оценке n_C). Большая напряженность вулканической деятельности присуща Яве, Камчатке, Центральной Америке. Малой напряженностью отличаются Каскадные горы, Мексика, Марианы, Кермадек, Соломоновы острова.

Вторая тенденция совместного изменения параметров выделяет максимальными значениями те вулканические цепи, для которых характерно относительное сокращение плотности расположения вулканов ($a_{12} = -0,5$) при относительном увеличении числа циклов ($a_{32} = +0,7$). Сочетание факторных нагрузок позволяет говорить о том, что эта переменная характеризует проницаемость мантии и литосферы. Проницаемость ухудшается при росте параметра n_C и сокращении n_B . Относительно высокой проницаемостью мантии и литосферы отличаются Курилы, Хонсю, пониженной Ява, Суматра, Кракатау, Новая Зеландия. Экстремально низкая проницаемость характерна для Кюсю.

Наконец, третья тенденция подчеркивает дисбаланс пространственных и временных показателей вулканической активности, степень несоответствия между общей пропускной способностью вулканических аппаратов, распределенных вдоль островной дуги, и их реальной «загрузкой». Избыток вулканических аппаратов в сравнении с их загрузкой типичен для Кюсю, Новой Зеландии, Хонсю. Отрицательные значения третьей ортогональной компоненты, свидетельствующие о повышенной загрузке вулканических аппаратов при их относительной нехватке, выделяют вулканические цепи Алеут, Мариан, Тонга, Новых Гебрид, Мексики, Анд.

Корреляционный анализ показывает, что напряженность вулканической деятельности согласованно растет с погружением океанического ложа вблизи глубоководного желоба, а также с углублением и расширением желоба. Среди сейсмических показателей литосферы только параметр v_m реагирует своим уменьшением на рост напряженности. Остальные параметры отчетливых связей не имеют. Проницаемость мантии и литосферы плохо проявлена в морфологических показателях поверхностного строения литосферы; для областей повышенной проницаемости характерно некоторое увеличение разности $h_{ж} - h_0$. Избыток пропускной способности вулканических аппаратов (в сравнении с их загрузкой) не связан с мощностью земной коры H , но положительно коррелирован с $H - H_{ж \max}$, т. е. в общем случае по мере роста мощной коры вблизи продолжающей действовать зоны субдукции число неполностью загруженных вулканов возрастает. Уменьшение разности $H - H_{ж \max}$, которое можно связывать с миграцией желоба в направлении движения океанической плиты и его

налеганием на литосферные сегменты с достаточно мощной корой (возможно зажатывание блоков коры в зону субдукции), сопровождается относительно интенсивным использованием имеющихся вулканических аппаратов. Число вулканов, которое обычно согласуется с длительно складывающейся глубинной обстановкой, оказывается недостаточным для экзотической ситуации, локальной по месту и времени проявления.

Приведенное описание некоторых связей вулканизма с морфологическими и сейсмическими параметрами литосферы имеет иллюстративный характер. Наиболее глубокие и важные соотношения устанавливаются между показателями вулканизма, с одной стороны, и режимом сейсмических напряжений, избытком и степенью разогрева мантийных масс — с другой.

Соотношение вулканической активности с режимом сейсмических напряжений

Связь параметров n_v и $\lg \tau$ с разнотипными сейсмогенерирующими напряжениями на разных глубинах отличается определенностью (табл. 19). Интенсивные сжимающие напряжения на всех глубинах, и особенно на больших (400—700 км), сопровождаются ростом плотности распределения вулканов по фронту дуги. Соответствующие оценки коэффициентов корреляции колеблются в пределах 0,3—0,5. Противоположным образом, но несколько слабее с этими напряжениями связана переменная $\lg \tau$. Короче говоря, рост сжатия в зонах Бенъофа приводит к увеличению числа вулканов и сокращению среднего периода между эруптивными циклами, т. е. к более напряженной вулканической деятельности. Растягивающие напряжения на глубине до 300 км содействуют уменьшению плотности вулканов n_v и удлинению среднего периода τ . Косо ориентированные напряжения (за исключением проявляющихся на глубине до 100 км) в основном влияют так же, как и сжимающие.

ТАБЛИЦА 19

Общие парные коэффициенты корреляции показателей интенсивности и экстенсивности вулканизма с сейсмогенерирующими напряжениями на разных глубинах

Показатели вулканизма	Глубина, км							Тип напряжений
	0—100	100—200	200—300	300—400	400—500	500—600	600—700	
n_v	+0,1	+0,4	+0,3	+0,3	+0,5	+0,4	+0,5	Сжимающие I_c
$\lg \tau$	-0,1	-0,3	-0,2	0,0	-0,3	-0,3	-0,3	
n_c	0,0	0,0	+0,3	0,0	0,0	0,0	+0,1	
n_v	-0,3	0,0	-0,2	+0,3				Растягивающие I_p
$\lg \tau$	+0,2	0,0	+0,3	-0,3				
n_c	-0,4	-0,2	-0,2	0,0				
n_v	-0,2	0,0	+0,5	0,0	+0,3	-0,3		Косо ориентированные I_k
$\lg \tau$	+0,5	-0,1	-0,3	0,0	-0,3	0,0		
n_c	-0,3	0,0	+0,1	+0,1	0,0	0,0		

Соотношение среднего числа циклов $n_{ц}$, приходящихся на каждый вулкан с напряжениями всех трех типов более сложное. Значительные растягивающие напряжения, главным образом в верхней зоне, содействуют монотонному проявлению вулканических излияний. К такому же эффекту приводят косо ориентированные напряжения на малых глубинах. Сжимающие напряжения на глубине 200—300 км увеличивают значение $n_{ц}$. Интенсивные сжимающие и косо ориентированные напряжения на больших глубинах (300—700 км) либо безразличны для изменения параметра $n_{ц}$, либо сопровождаются его слабым ростом. В целом режим сейсмических напряжений простым соотношением связан с параметрами $n_{в}$ и $\lg \tau$ и более сложным — с $n_{ц}$.

Другие показатели сейсмической активности также имеют заметные и противоположные по знаку корреляционные связи с параметрами $n_{в}$ и $\lg \tau$, но не обнаруживают отчетливых связей с $n_{ц}$:

	$n_{в}$	$\lg \tau$	$n_{ц}$
$O_{ф}$	+0,4	-0,1	0,0
$z_{ф \max}$	+0,3	-0,3	0,0
I	+0,1	-0,2	-0,2

Как видно, наименее определена связь интенсивности и экстенсивности вулканизма с общей интенсивностью сейсмичности, интегрально характеризующей плотность выделения энергии вне зависимости от типа напряжений и глубины их проявления. Вместе с тем общая интенсивность сейсмичности положительно коррелирована с проницаемостью мантии и литосферы ($r = +0,3$), оцениваемой по комбинации $n_{в}$ и $n_{ц}$ (вторая ортогональная компонента в табл. 18).

Каноническая корреляция показателей интенсивности и экстенсивности вулканизма с характеристиками сейсмичности (табл. 20) выявила с большой определенностью три варианта согласованных изменений переменных. Первое решение подчеркивает специфику сейсмогенерирующих напряжений при высокой плотности вулканов и при условии, что эруптивные акты следуют один за другим с небольшими перерывами (высокая напряженность вулканической деятельности). Этому случаю соответствует сочетание значительных по интенсивности и противоположно направленных (сжимающих и растягивающих) напряжений на глубине 100—200 км. Косо ориентированные напряжения (индикаторы перемещения материала) сосредоточены непосредственно ниже, т. е. в слое 200—300 км. На больших глубинах (400—600 км) их проявление ослаблено, что не исключает, однако, существования здесь сжимающих и растягивающих напряжений, ориентированных вдоль зоны Беньофа.

Второе и третье решения целесообразно рассматривать вместе, поскольку их объединяет общая особенность: сочетание повышенной плотности вулканов с длительными перерывами между циклами (значительное увеличение $\lg \tau$). Различие решений заключается в том, что второе подчеркивает монотонность эруптивной деятельности, на что указывает большой отрицательный коэффициент при переменной $n_{ц}$, тогда как третье отвечает случаю высокой концентрации энергии извержений во времени. Общим элементом второго и третьего решений является увеличенная интенсивность косо ориентированных напряжений на глубине до 100 км. В остальном специфика сейсмогенерирующих напряжений существенно различна. Монотонному проявлению вулканической деятельности отвечает ослабление сжимающих напряжений в зоне Беньофа при

ТАБЛИЦА 20

Каноническая корреляция показателей интенсивности и экстенсивности вулканизма с характеристиками сейсмичности

Решение	Показатели вулканизма			Канонический корень r_K	Напряжение	Глубина, км							Характеристики сейсмичности		
	n_B	$\lg \tau$	n_C			0—100	100—200	200—300	300—400	400—500	500—600	600—700	σ_ϕ	$z_\phi \text{ max}$	I
1	+0.9	-0.2	-0.4	0.89	I_C	-0.2	+0.4	-0.1	+0.1	0.0	+0.2	0.0	+0.2	-0.2	0.0
					I_P	0.0	+0.5	0.0	+0.3	—	—	—			
					I_K	0.0	0.0	+0.2	-0.2	-0.4	-0.3	—			
2	+0.4	+0.6	-0.7	0.78	I_C	+0.1	0.0	-0.2	-0.1	-0.1	-0.4	+0.2	+0.7	-0.2	0.0
					I_P	+0.2	0.0	0.0	0.0	—	—	—			
					I_K	+0.2	-0.2	+0.1	-0.1	-0.2	0.0	—			
3	+0.5	+0.7	+0.5	0.74	I_C	-0.1	-0.2	+0.4	-0.1	+0.5	-0.1	0.0	-0.3	0.0	-0.1
					I_P	-0.3	0.0	+0.3	0.0	—	—	—			
					I_K	+0.3	+0.2	0.0	+0.1	0.0	-0.2	—			

сохранении повышенной однородности распределения сейсмических очагов во всем учитываемом диапазоне глубин. В верхнем слое (0—100 км) усилены преимущественно растягивающие и косо ориентированные напряжения. Общая характеристика напряжений подчеркивает повышенную проницаемость мантии. Концентрации вулканических актов во времени отвечает сниженная однородность распределения фокусов. Характерно ослабление растягивающих напряжений в интервале 0—100 км и усиление их на глубине 200—300 км, где они сочетаются со значительными сжимающими. Косо ориентированные напряжения чаще проявляются не на одном уровне с растягивающими, а выше — на глубине до 200 км. Совокупность сейсмических индикаторов подчеркивает ухудшенную проницаемость и сочетание противоположно направленных напряжений в третьем 100-километровом слое.

Связь интенсивности и экстенсивности вулканизма с концентрацией глубинных масс

Традиционные гравиметрические показатели масс (аномалии Буге, Фая) не обнаруживают сколько-нибудь отчетливой связи ни с одной из трех переменных (n_B , $\lg \tau$, n_C). Слабую положительную корреляцию с плотностью распределения вулканов вдоль фронта дуги имеют изостатические аномалии ($r = +0,2$)*. Привлечение новой информации о глубинных массах, основанной на спутни-

* Другие аспекты связи изостатических аномалий с вулканической деятельностью подробно рассматриваются в главе IV.

ковой гравитационной съемке, позволяет убедиться в том, что концентрация глубинных масс связана с вулканизмом. Можно даже проследить, как по мере увеличения глубинности индикаторов масс связь с характеристикой экстенсивности вулканизма формируется, укрепляется и вновь ослабевает, что видно из приводимой последовательности:

Δg_B	$\Delta g_{из}$	$\Delta g_{Ф-К}$	G	M_a
+0,1	+0,2	+0,4	+0,2	+0,1

Приведенные здесь коэффициенты корреляции с параметром n_B показывают, что вычисленные У. Каулой по аномальному потенциалу аномалии Фая (т. е. весьма осредненные, без поправки за промежуточный слой) наиболее отчетливо связаны с плотностью распределения вулканов. Иначе говоря, избыток масс в определенном диапазоне глубины находится в некотором динамическом равновесии с возможностью их перераспределения через систему вулканических аппаратов. Мерой пропускной способности является число n_B .

Что касается конкретной оценки глубины масс, то можно указать лишь грубо ориентировочный интервал (для уточнения необходимо обращаться к сейсмологическим данным). Глубина сосредоточения масс, связанных с плотностью вулканов, гораздо больше чем 80—100 км (интервал 0—100 км преимущественно характеризуют аномалии Буге) и существенно меньше чем 700 км (в интервале 0—700 км в основном распределены аномальные массы, фиксируемые величиной M_a). Приблизительно интервал концентрации масс, выраженных аномалиями $\Delta g_{Ф-К}$, относится к глубине 150—350 км. Связь вулканической деятельности с контрастным распределением глубинных масс является корреляциями между параметрами n_B , $\lg \tau$, $n_{ц}$ и горизонтальным изменением потенциала $\Delta G/\Delta x$:

n_B	$\lg \tau$	$n_{ц}$
+0,2	-0,3	+0,4

Как видно, латеральная неоднородность глубинных масс наиболее тесно связана с интенсивностью вулканизма. Частичная ликвидация контраста в распределении глубинных масс достигается увеличением числа эруптивных циклов и сокращением интервалов между ними.

Влияние глубинного разогрева на пространственно-временные показатели вулканической активности

Генетические соотношения вулканических явлений с разогревом и плавлением масс не требуют пояснения. Здесь рассматривается корреляционная связь количественных параметров вулканической активности с параметрами теплового поля, в том числе с его традиционной характеристикой — плотностью теплового потока q в верхней части литосферы. Ранее проведенными исследованиями установлено, что значение q существенно варьирует в пределах однотипных вулканических цепей и генерализованно отражает развитие вулканической и гидротермальной деятельности во времени. Тем не менее статистическая связь между q и n_B , $\lg \tau$, $n_{ц}$ практически отсутствует. Возможно, причина этого

заключается в том, что совокупность вулканических цепей отвечает разным фазам тектоно-магматического развития. Мы объясняем этот результат прежде всего тем, что показатель q малоинформативен для целей предпринятого исследования. Специалисты, изучающие термический режим островных дуг, неоправданно много надежд связывают с анализом абсолютных значений q .

Более тесно связана с экстенсивностью и интенсивностью вулканизма характеристика $q/q_{ж}$. Рост относительного значения теплового потока сопровождается повышением плотности вулканов на дуге и сокращением времени между эруптивными циклами. Эти соотношения становятся понятными, если учесть, что переменная $q/q_{ж}$ отражает интенсивность процесса субдукции, подчеркивая одновременно и скорость погружения литосферного материала, и интенсивность генерации тепла. Вместе с тем отношение $q/q_{ж}$ практически не связано с такой характеристикой режима эруптивной деятельности, как $n_{ц}$. Отношение теплового потока в пределах вулканической цепи к теплому потоку в тыловой части островной дуги $q/q_{т}$ уменьшается при длительном выделении тепла в зоне субдукции и его распространении в тыловые зоны. Одновременно несколько падает плотность действующих вулканов.

Наиболее сильное влияние на экстенсивность и интенсивность вулканизма оказывает глубинный разогрев, который мало связан с тепловым потоком в верхней части литосферы и характеризуется напряженностью аномального магнитного поля Z_{st} . Разогрев мантийных масс, сопровождающийся существенным повышением их электрической проводимости и ростом аномалий Z_{st} , приводит к резкому снижению числа вулканов и к удлинению перерывов между вулканическими циклами. Контраст глубинных температур влияет на количественные параметры вулканизма противоположным образом, т. е. содействует росту напряженности вулканической деятельности, однако связь переменной $\Delta Z_{st}/\Delta x$ с характеристиками $n_{в}$ и $\lg \tau$ выражена слабее, чем связь с ними компоненты Z_{st} (табл. 21). Разогрев мантийных масс облегчает их латеральное и вертикальное перераспределение, уменьшая необходимость выжимать временные излишки материала в верхнюю часть литосферы и извергать их на поверхность. Размягчение мантийного материала и повышение его пластичности влияют также на режим извержений, содействуя более равномерному распределению эруптивных актов во времени. Как видим, привлечение новых источников информации

ТАБЛИЦА 21

Общие парные коэффициенты корреляции показателей интенсивности и экстенсивности вулканизма с индикаторами теплового поля

Показатели вулканизма	Глубинный разогрев масс		Тепловой поток в верхней зоне литосферы		
	Z_{st}	$\frac{\Delta Z_{st}}{\Delta x}$	q	$\frac{q}{q_{ж}}$	$\frac{q}{q_{т}}$
$n_{в}$	-0,5	+0,2	-0,1	+0,5	-0,2
$\lg \tau$	+0,5	-0,2	0,0	-0,3	0,0
$n_{ц}$	-0,2	0,0	0,0	+0,1	-0,1

90%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,1$.

Каноническая корреляция показателей интенсивности и экстенсивности вулканизма с индикаторами теплового поля и кинематическими параметрами взаимодействующих плит

Решение	Показатели вулканизма			Канонический корень r_K^2	Индикаторы теплового поля				Кинематические параметры плит		
	n_v	$\lg \tau$	n_c		Z_{st}	q	$\frac{q}{q_{ж}}$	$\frac{q}{q_T}$	$v_{п}$	$v_{п} \cos \gamma$	$v_{п} \cos \gamma \sin \alpha^*$
1	+0,95	-0,2	-0,1	0,75	-0,4	-0,1	+0,4	-0,2	-0,3	+0,6	-0,4
2	0,0	-0,5	-0,9	0,39	0,0	-0,2	0,0	+0,4	+0,3	+0,3	-0,8

о глубинном термическом режиме наряду с дополнительными параметрами теплового поля существенно проясняет проблему вулканизма островных дуг.

Кинематические параметры взаимодействующих плит непосредственно с характеристикой интенсивности и экстенсивности вулканизма связаны слабо, хотя имеют сильные опосредованные связи. Тем не менее соответствующая статистическая оценка показывает, что рост компоненты скорости $v_{п} \cos \gamma$ сопровождается увеличением параметров n_v и n_c и сокращением $\lg \tau$. Положительная корреляция величины n_c с компонентой $v_{п} \cos \gamma \sin \alpha^*$ показывает, что увеличение вертикального давления погружающейся литосферной плиты затрудняет частое повторение эффузий и экструзий и требует более длительного накопления материала и энергии. Поступление материала литосферных плит в одну область по различным направлениям содействует росту глубинных температур и, как следствие, более спокойному (и с меньшими перерывами) проявлению вулканической деятельности.

Количественные соотношения рассмотренных показателей можно проиллюстрировать с помощью канонической корреляции (табл. 22). Первое решение показывает, что высокая плотность вулканов вдоль фронта островной дуги, сочетающаяся с укороченными интервалами между эруптивными актами, отвечает большому значению компоненты скорости движения литосферной плиты по перпендикуляру к фронту дуги, высокому отношению тепловых потоков $q/q_{ж}$ и сравнительно холодной мантии (менее заметна роль охлаждения литосферы). Абсолютная скорость движения плиты не столь существенно связана с показателями вулканизма, как компонента $v_{п} \cos \gamma$, и может быть меньше среднего по рассматриваемому множеству объектов. Росту экстенсивности вулканизма содействует невысокая вертикальная компонента скорости $v_{п} \cos \gamma \sin \alpha^*$. Второе решение включает только показатели интенсивности вулканизма. Резкое уменьшение числа вулканических циклов и сокращение среднего периода покоя между ними отвечают умеренно повышенной скорости движения литосферной плиты, сильному разогреву литосферы в пределах вулканической цепи (в сравнении с тыловыми частями островной дуги) и резкому снижению вертикальной компоненты скорости $v_{п} \cos \gamma \sin \alpha^*$, т. е. давления.

* * *

В заключение изложенного в этой главе целесообразно зафиксировать следующее.

1. Изучение динамического режима и структуры островных дуг опирается на глобальные обобщения разнообразных данных (сейсмических, сейсмологических, гравитационных, электромагнитных, геотермических, вулканологических и др.). Особенно плодотворным оказалось обращение к новым источникам сведений о мантии: во-первых, к материалам траекторных спутниковых определений гравитационного потенциала и аномальной массы, во-вторых, к электромагнитным данным о термически обусловленной электрической проводимости мантийного вещества. Это и понятно, так как глубинные процессы сводятся в основном к аккумуляции и перераспределению масс и тепла.

2. Традиционные индикаторы масс и тепла (аномалии Буге, изостатические, тепловой поток) малоинформативны при изучении динамики и глубинной структуры вулканических цепей в широком диапазоне условий. Использование этих данных оказывается более успешным при учете новых параметров, отражающих взаимосвязи смежных геологических структур, таких как относительное значение плотности теплового потока в зоне вулканов и в желобе, размах изостатических аномалий.

3. Решающее значение для изучения динамики геологических процессов имеют сейсмологические данные. При этом роль общих показателей сейсмичности, таких как максимальная глубина фокусов, интенсивность выделения сейсмической энергии, остается скромной. Главный источник информации — интенсивность сейсмогенерирующих напряжений определенных типов, сопоставляемая в нескольких фиксированных эквидистантных интервалах глубины. Этот источник сведений о глубинных процессах в сравнении с общими параметрами сейсмичности можно уподобить членораздельной речи на фоне шума толпы. Среди разнотипных напряжений самостоятельное и важное значение имеют косо ориентированные. Такие напряжения являются не просто отклонениями по ориентировке от сжимающих и растягивающих напряжений вдоль сейсмофокальной плоскости, но и четкими индикаторами перемешивания глубинных масс.

4. Полноценный анализ комплекса данных, отражающих разные стороны физических процессов, не может ограничиваться, как это обычно практикуется, рассмотрением бинарных соотношений. Сложной реальности более адекватны методы выявления и изучения неоднозначных связей между группами переменных и внутри таких групп. Эти методы позволили, в частности, отчетливо увязать с физическими характеристиками глубинных процессов количественные данные об интенсивности и экстенсивности вулканической деятельности в пределах островных дуг и окраин материков.

5. Концепция взаимодействия литосферных плит в сочетании с конкретными данными об их кинематике непротиворечиво объясняет эмпирические количественные соотношения между многими десятками переменных, которые характеризуют морфологические особенности и сейсмический разрез литосферы, поверхностные и глубинные массы, термический режим литосферы и глубинный разогрев, распределение разнотипных сейсмогенерирующих напряжений и энергетику сейсмических процессов, интенсивность и экстенсивность вулканизма. Однако традиционная трактовка взаимодействия плит не объясняет значительных различий между регионами, которые обусловлены спецификой реологических свойств мантии. Неодинаковый глубинный разогрев мантийных масс, фиксируемый вариациями электрической проводимости, существенно влияет на

сейсмические и вулканические проявления взаимодействия плит и не может рассматриваться как простое следствие субдукции в течение короткого предшествующего периода геологической деятельности.

6. Наличие единой концепции не противоречит существованию различий в силе связей между группами переменных, отвечающими разным сторонам и аспектам геологической ситуации. Кинематические параметры плит теснее всего связаны с интегральным итогом взаимодействия — распределением глубинных масс; на втором плане — их связи с сейсмичностью и термическим режимом; менее четкие соотношения — со строением литосферы. Наибольшим количеством и разнообразием связей отличаются группы параметров, характеризующих различные сейсмогенерирующие напряжения, глубинные массы и глубинное тепло.

7. При исследовании интенсивности и экстенсивности вулканической деятельности целесообразно учитывать не только пропускную способность зон проницаемости вулканических цепей, но и полноту использования вулканических аппаратов. Последняя характеристика связана теснее с режимом сейсмичности, тогда как общая пропускная способность — с глубинным разогревом. Сильный глубинный разогрев снижает потребность в вулканических аппаратах как инструментах для удаления временного избытка масс; разогрев же литосферы, напротив, активизирует вулканическую деятельность, однако и в этом случае решающее значение имеет возможность эффективного перераспределения материала субдуцируемой плиты.

8. Различные характеристики островных дуг обладают неодинаковой инерционностью. Наиболее устойчивы те из них, которые отражают интегральный итог геологической деятельности за значительный период времени. К ним относятся характеристики глубинных масс, тепла, строения литосферы. Индикаторами текущих состояний являются кинематические параметры плит, сейсмичность, интенсивность вулканизма. Некогерентность во времени названных групп характеристик определяет многообразие соотношений тектоники и магматизма, что должно учитываться при любых палеодинамических реконструкциях.

ГЛАВА III

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ПРОЦЕССА СУБДУКЦИИ

ЛИНЕЙНЫЕ СВЯЗИ ХИМИЗМА
ВУЛКАНИТОВ
С ХАРАКТЕРИСТИКАМИ
СТРУКТУРЫ
И ДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА
ОСТРОВНЫХ ДУГ

Разнообразные структурно-морфологические характеристики изучаемых регионов достаточно тесно коррелированы между собой, что отражает согласованное изменение их в ряду: тонкие одиночные островные дуги — крупные острова — окраины континентов. Состав вулканических пород также закономерно меняется в этом ряду. Поэтому можно априори ожидать качественно однотипных наборов коэффициентов корреляции для названных характеристик; справедливость этого предположения подтверждает табл. 23. Предварительный анализ показал, что связи преобладающей части петрохимических характеристик базальтов, андезитов и дацитов качественно однотипны. Поэтому для описания вариаций состава серий оказалось возможным ограничиться составом базальтов. Корреляционные связи в целом достаточно слабы, поскольку они отражают лишь преобладающие тенденции для Тихоокеанского кольца в целом. Тем не менее они качественно подобны тем соотношениям, которые наблюдаются в отдельных регионах; здесь связи, как правило, выражены более отчетливо, ибо факторы, определяющие межрегиональные различия, при этом оказываются как бы зафиксированными.

Остановимся теперь на некоторых деталях. Из самых общих соображений очевидно, что средняя высота h основания вулканического ареала над уровнем моря в первом приближении является индикатором эволюции островных дуг, в ходе которой она заметно возрастает. Одновременно увеличивается общая кремнекислотность вулканических продуктов, что в свою очередь ведет

ТАБЛИЦА 23

Общие парные коэффициенты корреляции состава базальтов со структурными характеристиками вулcano-тектонических зон

Характеристики зон	$\overline{\text{SiO}_2}$	TiO_2	Al_2O_3	Fe	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}}$	$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$	CaO	Na_2O	K_2O
h	+0,3	+0,2	0,0	-0,2	+0,4	-0,3	-0,3	+0,3	+0,4
z_{Φ}	-0,2	0,0	-0,2	-0,2	+0,4	-0,4	0,0	0,0	+0,3
h_{O}	-0,4	-0,2	+0,2	+0,4	-0,3	+0,2	+0,2	-0,4	-0,2
$h_{\text{жк}}$	0,0	-0,3	+0,2	+0,3	-0,2	+0,4	+0,2	-0,4	-0,4
l	-0,2	+0,3	-0,4	-0,4	+0,4	0,0	-0,3	+0,3	+0,3
$l_{\text{жк}}$	+0,2	0,0	+0,4	+0,2	-0,4	0,0	0,0	-0,2	-0,4
α	-0,4	-0,2	-0,4	0,0	+0,4	0,0	+0,2	-0,4	0,0
H	+0,3	+0,2	0,0	-0,2	+0,2	-0,2	-0,3	+0,3	+0,4
v	+0,2	-0,4	0,0	0,0	0,0	-0,4	0,0	-0,4	-0,4
v_{M}	+0,4	-0,4	0,0	0,0	0,0	-0,4	-0,4	+0,2	+0,4

90%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,1$.

к повышению концентрации щелочей в породах при снижении содержания в них кальция и железа. Рост щелочности расплава не может не сопровождаться усилением окисленности железа. Изменением условий выплавления магмы в ходе эволюции определяется увеличение титанистости и снижение железистости пород. Таким образом, в спектре связей величин h отчетливо просматривается влияние только эволюционного тренда.

Глубина до сейсмофокальной плоскости z_{Φ} — важнейшая характеристика вулcano-тектонических структур. Четко выраженная коррелированность ее с концентрацией калия вот уже более двух десятилетий привлекает неослабевающее внимание и вулканологов и геофизиков. Исключительная популяризация именно характеристики z_{Φ} определяется прежде всего тем, что с ее помощью почти однозначно задается хорошо известная поперечная зональность островных дуг. Кроме того, с этой характеристикой многие петрологи до сих пор связывают надежды на получение прямых указаний на глубину выплавления базальтоидной магмы. О вероятном увеличении глубины магматических очагов в направлении погружения сейсмофокальной плоскости и об изменении в связи с этим условий фракционирования магмы в начале 60-х годов писали И. Сигмура, Х. Куно и многие другие петрологи японской школы. К настоящему времени ряды сторонников этой точки зрения сильно поредели. В Советском Союзе подобные взгляды продолжают развивать Е. К. Мархинин, Д. С. Стратула [178] и некоторые другие геологи. Ряд специалистов тесную корреляцию K_2O с z_{Φ} объясняют контаминацией базальтоидной магмы сиалическим материалом земной коры, возрастающей при увеличении глубины расположения магматических очагов. Сравнительно недавно доводы в пользу этой гипотезы приводили Б. Г. Джемисон и Д. Б. Кларк [164].

Представления о субдупировании океанической плиты существенно расширило перечень различных объяснений поперечной петрохимической зональности вулcano-тектонических структур [136]. Зональное распределение калия, в частности, стали объяснять дегидратацией материала океанической плиты [111].

При этом процессе, как полагают Д. Нинкович, И. Д. Хайз [187], М. Г. Бест [117], высвобождающиеся растворы и газы, перемещаясь к дневной поверхности, поглощают из пород тем большее количество щелочей, чем длиннее их путь, всегда начинающийся от сейсмофокальной плоскости. Заметим, что ни один из упомянутых механизмов не объясняет существенных различий в щелочности пород, которые наблюдаются при сопоставлении вулканов из разных регионов с практически одинаковыми значениями z_{ϕ} . Интерес к соотношению K_2O и z_{ϕ} не ослабевает до сих пор, о чем свидетельствует продолжающийся поток публикаций, уточняющих известную зависимость на региональном материале [138, 166, 208 и др.]. В частности, У. Р. Диккинсон [138] отметил закономерное различие в характере зависимости K_2O от z_{ϕ} для дуг на краях континентов и для дуг, ограниченных краевыми морями. В последних, как и следовало ожидать исходя из эволюционной тенденции, наблюдается систематически более низкое содержание K_2O при одних и тех же значениях z_{ϕ} . У. Р. Диккинсон допускает возможность различных объяснений этой тенденции, и в том числе более пологим наклоном сейсмофокальных плоскостей в дугах первого типа.

Характер связи z_{ϕ} с другими параметрами состава вулканических пород не исключает полностью возможного влияния некоторого изменения глубины выплавления магмы с изменением z_{ϕ} , но и не свидетельствует о том, что эта тенденция является определяющей. На этом мы временно прервем рассмотрение затронутого вопроса, с тем чтобы вернуться к нему после анализа корреляционных связей других характеристик глубинного строения регионов.

Близкие по смыслу параметры h_0 и $h_{жк}$ оказываются вполне аналогичными и по спектру корреляционных связей, который зеркально подобен спектру характеристики h . Параметр l очевидным образом в значительной мере дублирует z_{ϕ} . Вместе с тем не менее существенное влияние на него оказывает общая эволюционная тенденция, так как расстояние желоб — вулкан обычно увеличивается при переходе от тонких одиночных дуг к крупным островам. Этот вывод следует как из непосредственного сопоставления соответствующих регионов, так и из результатов палеотектонических реконструкций.

У. Р. Диккинсон, посвятивший анализу интервалов между вулканами и краевой частью желоба отдельную работу [137], указывает на систематические различия между краевыми островными (175—250 км) и внутриокеаническими (50—150 км) дугами. Показана также отчетливая зависимость этого интервала от возраста наиболее древних лав в регионе. Приведены примеры регионов, где расстояние желоб — вулкан остается стабильным в течение длительного времени или даже уменьшается.

Переход от абсолютных единиц измерения l (км) к относительным (отклонение от линии главной вулканической цепи) в значительной мере минимизирует влияние межрегиональных различий и потому дает более четкую корреляцию с химизмом пород. Новая шкала измерения l подчеркивает хорошо известную при исследованиях на региональном уровне смену состава лав, изливающихся из вулканов, занимающих разные ряды в сложных вулканических системах.

Корреляционные связи угла наклона α сейсмофокальной поверхности в ее нижней части в основном индуцированы эволюционной тенденцией, поскольку,

ТАБЛИЦА 24

Общие парные коэффициенты корреляции состава базальтов с характеристиками плотностной неоднородности и термического режима в зонах субдукции

Геофизические характеристики	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe	$\frac{Fe_2O_3}{Fe}$	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Δg_B	-0,3	-0,3	0,0	+0,2	-0,1	+0,2	+0,4	-0,4	-0,1
G	-0,1	-0,3	0,0	+0,2	0,0	+0,1	+0,2	-0,4	-0,1
q	-0,1	-0,3	-0,1	-0,1	+0,1	0,0	+0,1	0,0	+0,1
$q/q_{ж}$	0,0	-0,3	+0,1	+0,1	0,0	+0,1	+0,1	-0,3	0,0
q/q_T	0,0	-0,1	0,0	-0,2	+0,1	-0,1	0,0	+0,1	+0,2
Z_{st}	-0,1	+0,1	-0,2	-0,1	-0,1	+0,1	+0,1	+0,1	-0,1
$\Delta Z_{st}/\Delta x$	+0,2	+0,1	+0,1	+0,1	0,0	0,0	-0,1	+0,1	0,0

90%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,1$.

как было показано выше, на поздних стадиях развития островных дуг эта поверхность обычно погружается более полого.

В спектре эмпирических связей состава базальтов с параметрами сейсмического разреза литосферы (H , \bar{v} , v_M) отчетливо просматриваются две главные тенденции: эволюция островных дуг и их поперечная зональность. (Характеристики коры H и \bar{v} в целом более тесно коррелированы с концентрациями химических элементов в продуктах коровых магм — дацитах). Слабая связь H с K₂O не свидетельствует в пользу представлений о контаминации сиалического материала базальтоидной магмой.

Соотношение химизма вулканических пород и гравитационных аномалий (преимущественно в редукции Буге) неоднократно привлекали внимание геологов. При этом, однако, исследователи обычно ограничивались учетом изменений общей кремнекислотности пород. Связи аномального геопотенциала G с составом вулканитов, насколько нам известно, ранее в литературе не рассматривались. Приведем корреляционные связи важнейших характеристик плотностной неоднородности глубин Δg_B и G (табл. 24). Как видим, им свойствен качественно однотипный набор связей. Формально этот набор определяется, с одной стороны, типичной конфигурацией аномалий Δg_B , которые закономерно убывают по мере удаления от фронта островной дуги в ее тыл, и, с другой — тенденцией их ослабления в ходе эволюции рассматриваемых структур. Эти влияния в первом приближении порождают конвергирующие эффекты. Несколько меньшая сила связи химизма пород с геопотенциалом в данном случае объясняется, по-видимому, влиянием только одной из названных тенденций, а именно эволюцией островных дуг. Их поперечная петрохимическая зональность оказывается некогерентной аномалиям геопотенциала, фиксирующим преимущественно межрегиональные различия. Кроме того, связи геопотенциала с составом вулканитов не всегда близки к линейным (рис. 13). Соотношение гравитационных изостатических аномалий с химизмом пород представляет особый интерес, так как оно проливает дополнительный свет на некоторые вопросы петрогенезиса. Подробно этот вопрос рассматривается в следующей главе.

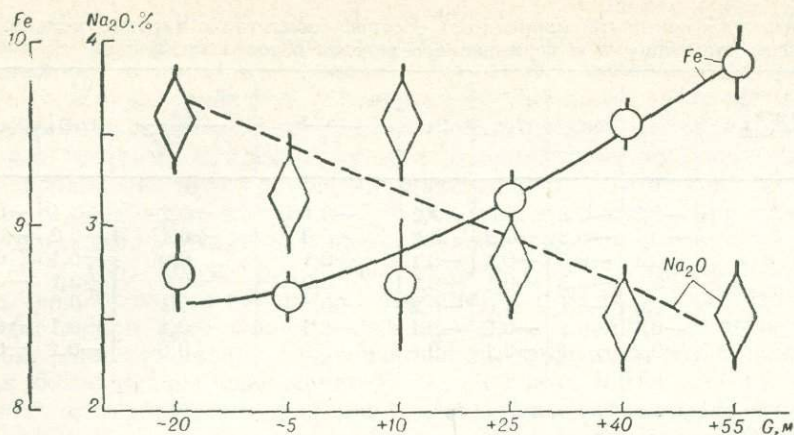


Рис. 13. Соотношение между содержанием Na_2O и Fe в базальтах и гравитационным потенциалом G вулканических ареалов Тихоокеанского кольца.

Вертикальные линии — стандартные отклонения средних значений Na_2O и Fe, стандартные отклонения G в группах не превышают 1-2 м.

Эмпирическому изучению связей химизма вулканических пород с термическим режимом глубин ранее не уделялось достаточного внимания, хотя из общих петрогенетических построений с очевидностью вытекала исключительная важность этих связей. Такой уникальный индикатор термической неоднородности мантии в зонах субдукции, как Z_{st} , вообще в этом плане не учитывался. Анализ корреляционных связей состава базальтов с параметрами q , $q/q_{ж}$, q/q_T , Z_{st} , $\Delta Z_{st}/\Delta x$ (см. табл. 24) показывает следующее.

Связи теплового потока с химизмом вулканических пород оказались весьма слабыми, что объясняется сложным (не монотонным) его изменением в ходе эволюции вулканических структур. Более выразительны связи $q/q_{ж}$. В соответствии с отмеченным в предыдущей главе можно считать, что они отражают вариации интенсивности (скорости) поглощения океанической плиты. Чем с большей скоростью идет процесс субдукции, тем более отчетлив термический минимум в желобе и тем выше значение $q/q_{ж}$. Это означает также более высокое давление в зоне магмообразования, что приводит к миграции щелочей в тыловые зоны и к относительному обогащению расплава легкоплавким компонентом — железом. Отмеченные связи могут усиливаться благодаря тому, что наиболее интенсивная субдукция чаще наблюдается на ранних этапах развития островных дуг. Отсюда следует, что положительные корреляции Fe и $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ с $q/q_{ж}$ могут быть частично обусловлены локальным источником мантии легкоплавким компонентом. В пользу влияния эволюционного тренда свидетельствует также сильная отрицательная связь $q/q_{ж}$ с TiO_2 . Наконец, не следует, вероятно, полностью пренебрегать эффектом хотя бы частичного переплавления материала океанической плиты, благодаря чему в расплаве возрастает роль компонентов, типичных для океанических толеитов. Таким образом, на данном этапе анализа материала допустимо считать, что спектр связей параметра $q/q_{ж}$ отражает и динамику процесса субдукции и общий эволюционный тренд.

ТАБЛИЦА 25

Общие парные коэффициенты корреляции состава базальтов с кинематическими параметрами взаимодействующих плит и характеристиками сейсмической и вулканической активности

Параметры	$\overline{\text{SiO}_2}$	TiO_2	Al_2O_3	Fe	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}}$	$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$	CaO	Na_2O	K_2O
$v_{\text{п}}$	0,0	-0,2	-0,1	+0,1	-0,1	0,0	+0,1	-0,2	-0,1
$v_{\text{п}} \cos \gamma$	+0,1	-0,2	0,0	+0,2	0,0	0,0	+0,1	-0,3	-0,1
$v_{\text{п}} \cos \gamma \sin \alpha^*$	0,0	-0,2	-0,1	+0,1	0,0	+0,1	+0,1	-0,2	0,0
$\Sigma v_{\text{п}}$	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	+0,2	0,0	+0,1	-0,1	+0,1
$z_{\text{ф max}}$	0,0	-0,3	+0,1	+0,2	0,0	+0,1	+0,2	-0,4	-0,1
I	-0,1	-0,3	0,0	0,0	+0,1	0,0	+0,3	-0,3	0,0
$O_{\text{ф}}$	0,0	-0,2	0,0	+0,3	-0,2	+0,2	+0,2	-0,4	-0,2
$n_{\text{в}}$	0,0	-0,1	+0,3	+0,2	-0,1	+0,2	+0,1	-0,2	-0,1
$n_{\text{ц}}$	0,0	0,0	+0,1	+0,2	0,0	+0,2	0,0	-0,1	-0,1
$\lg \tau$	-0,1	+0,2	-0,3	-0,2	0,0	-0,1	-0,2	+0,3	+0,1

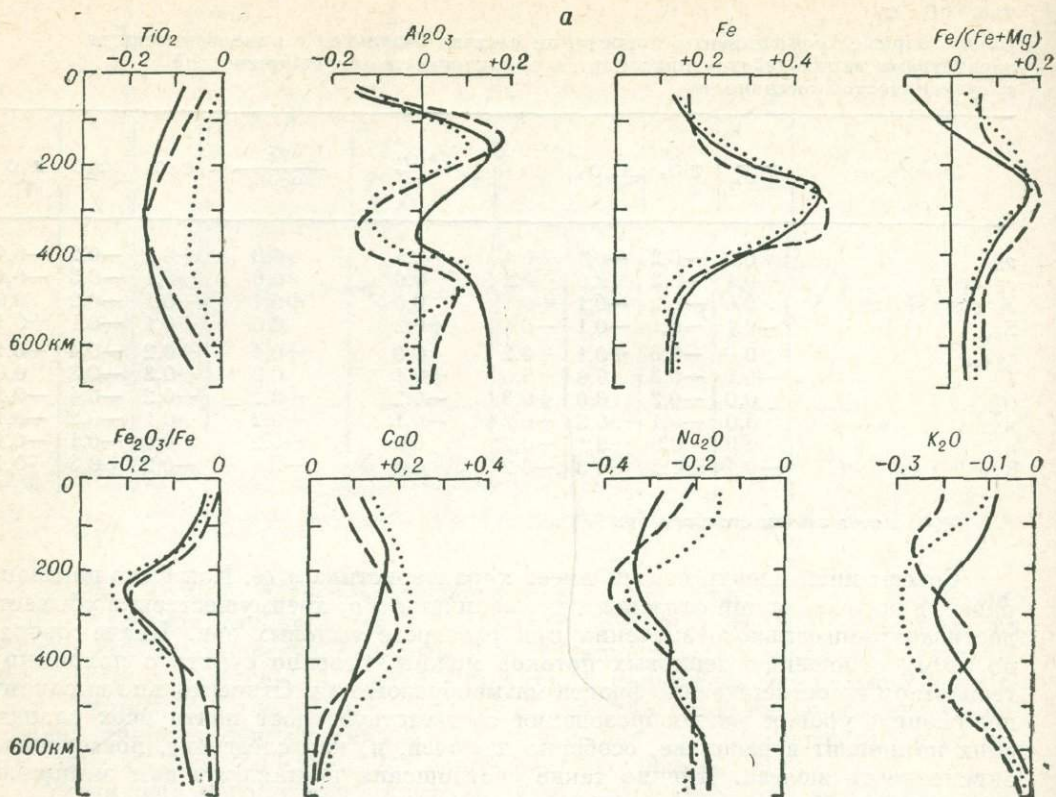
90%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,1$.

Совсем иной спектр связей имеет характеристика q/q_{T} . Как было показано ранее, в ходе эволюции островных дуг величина q/q_{T} преимущественно убывает, достигая минимального значения при разогреве тыловых зон. Иначе говоря, по этому отношению тепловых потоков можно косвенно судить о положении геоизотерм и соответственно фронта магмообразования. Относительно высокому положению уровня магмообразования соответствует рост почти всех калиевых компонент в расплаве, особенно щелочей, и, как следствие, повышенная окисленность железа. Именно такие соотношения поставляют нам эмпирические данные.

Вариации характеристики Z_{st} отражают термическую неоднородность достаточно глубоких горизонтов мантии, включая и ту ее часть, которая непосредственно связана с современными зонами субдукции. Связи Z_{st} , таким образом, можно трактовать как влияние дополнительного разогрева мантии, который облегчает вовлечение в зону магмообразования более глубоких горизонтов мантии. В пользу такого предположения свидетельствует отрицательная корреляция Z_{st} с Al_2O_3 . Этому не противоречат и остальные соотношения табл. 24.

Почти все связи градиента $\Delta Z_{\text{st}}/\Delta x$ полярны связям основной характеристики Z_{st} . Это означает, что повышенный глубинный разогрев охватывает преимущественно обширные пространства, а термические депрессии, как правило, локальны и обуславливаются в основном эффектом погружения холодных плит.

Первостепенное значение для понимания процессов, происходящих на глубинах магмообразования, имеют сейсмологические данные, включающие сведения не только о распределении интенсивности упругой энергии, но и об ориентировке сейсмогенерирующих напряжений (табл. 25). Анализ связей приводит к следующим выводам. Максимальная глубина фокусов землетрясений имеет уже знакомый нам типичный эволюционный спектр связей. На ранних этапах развития островных дуг, как известно, преобладают глубокофокусные землетрясения. Изливающиеся при этом лавы отличаются отчетливо выраженной



ным щелочно-известковым уклоном, для них типичны также повышенная ферричность и обедненность титаном и отчасти алюминием. Интенсивность сейсмичности I обычно (хотя и не вполне монотонно) убывает в ходе эволюции вулканотектонических систем. Это обстоятельство поясняет, почему спектр связей I подобен спектру соотношений $z_{\phi \max}$, хотя и выражен менее отчетливо. Наиболее монотонно изменяется характеристика O_{ϕ} , поэтому ее связи с химизмом базальтов особенно выразительны.

Анализ коррелограмм сжимающих напряжений (рис. 14, а) показывает, что все типы вулканических пород качественно сходно реагируют на изменения режима сейсмогенерирующих напряжений. Более того, почти все петрохимические компоненты состава базальтов, андезитов и дацитов являются равноценными индикаторами интенсивности сжимающих напряжений. Исключение составляет титан, поскольку только в базальтах и андезитах его концентрация обнаруживает ощутимые корреляционные связи с сейсмическими напряжениями. Чем выше напряжение сжатия, тем значительнее обогащение вулканических пород кальцием и железом, тем ниже в них концентрация титана и щелочей и слабее окисленность железа. Коррелограммы глинозема имеют более сложную конфигурацию и не вполне одинаковы для разных типов пород.

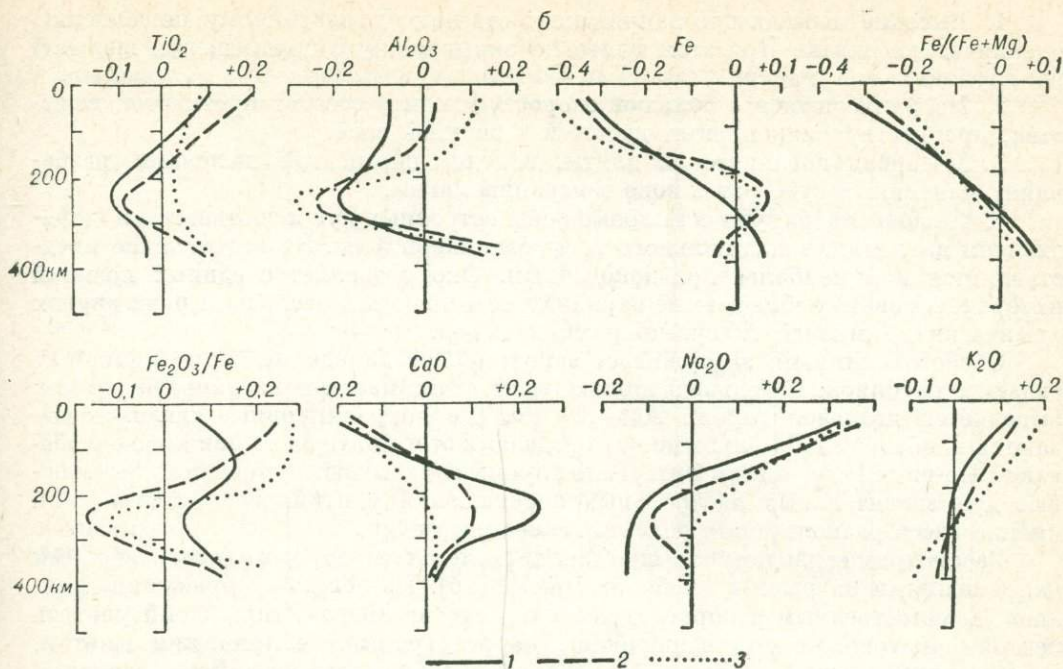


Рис. 14. Корреляция петрохимических параметров вулканитов с интенсивностью сжимающих (а) и растягивающих (б) сейсмогенерирующих напряжений на разных глубинах.

1 — базальты; 2 — андезиты; 3 — дациты.

Указанные зависимости находят объяснение прежде всего с учетом закономерного снижения напряжений сжатия в ходе эволюции вулcano-тектонических структур. Дополнительные соображения могут быть приняты во внимание, если допустить, что сейсмогенерирующие напряжения сжатия в какой-то мере пропорциональны добавочному давлению, создаваемому погружающейся плитой, и если учесть известные из физической химии тенденции поведения отдельных компонентов пород при нарушении равновесия в системе расплав — твердая фаза в связи с изменением внешних условий. Касаясь особенностей коррелограммы железа и железистости пород, можно предположить, что наряду с прогрессивным истощением мантии легкоплавким компонентом — железом — в ходе эволюции вулканизма существенное влияние на содержание этого компонента оказывает колебание давления в пределах зоны магмообразования. Кроме того, логично допустить, что повышенное напряжение сжатия в некоторых пределах пропорционально интенсивности процесса субдукции и, следовательно, количеству слабо дифференцированного (с повышенным содержанием железа) мантийного вещества, выдавливаемого в зону магмообразования погружающейся плитой из более глубоких горизонтов астеносферы.

Не исключено, что кроме эволюционной тенденции коррелограммы щелочей отражают влияние ряда других факторов. Теоретически мыслимы следующие возможности.

1. Высокие сжимающие напряжения отвечают интенсивному поглощению океанической плиты. При этом плита перекрывает пути перемещения щелочей из глубоких зон мантии.

2. Погружающаяся с большой скоростью плита создает противоток вещества, препятствуя накоплению щелочей в верхней зоне.

3. Материал океанической плиты, в целом обедненный щелочами, разбавляет мантийный субстрат в зоне генерации магмы.

4. Щелочи мигрируют в тыловые зоны островных дуг в соответствии с градиентом давления, максимального во фронтальной зоне. Это объяснение представляется нам наиболее правдоподобным. Оно позволяет с единых позиций интерпретировать наблюдаемые вариации не только щелочей, но и ряда других химических компонентов вулканических пород.

Особого внимания заслуживает закономерное изменение корреляционных связей с глубиной. С большей или меньшей отчетливостью на коррелограммах выделяется интервал глубин 200—350 км, где корреляционные связи оказываются наиболее значительными. За пределами этого интервала они явно ослабевают. По-видимому, в этом интервале глубин складываются условия, достаточные для значительных латеральных перемещений мантийного вещества, или именно здесь располагается область генерации магмы.

Рассмотрим связь петрохимических характеристик пород с растягивающими напряжениями на разных глубинах (рис. 14, б). Из общих соображений казалось бы естественным в коррелограммах растягивающих напряжений увидеть нечто диаметрально противоположное коррелограммам напряжений сжатия. В действительности картина оказалась несколько сложнее. Весь диапазон глубин (0—400 км), в пределах которого регистрируются растягивающие напряжения, можно грубо разделить на две части: 0—150 и 150—400 км. В верхней части петрохимические эффекты растягивающих напряжений действительно оказываются диаметрально противоположными эффектам сжатия. Глубже 150 км связь химизма пород с растягивающими напряжениями качественно повторяет соотношения, типичные для напряжений сжатия.

Объяснение этой закономерности можно найти, если учесть, что интенсивность растягивающих напряжений и их устойчивость в целом ослабевают с глубиной, а для сжимающих напряжений более типична противоположная тенденция. Дополнительно следует принять во внимание то обстоятельство, что в зонах субдукции растягивающие напряжения проявляются как реакция на преобладающее сжатие и в первом приближении их интенсивность оказывается пропорциональной интенсивности сжатия. Суперпозиция этих тенденций и приводит к тому, что на глубинах 150—400 км определяющим для поведения петрогенных элементов является режим сжатия, выше — относительного растяжения. Это объяснение может быть дополнено соображениями, учитывающими еще один аспект соотношения сейсмогенерирующих напряжений разной ориентировки, а именно большую инерционность глубинных условий при перестройке динамического режима. В результате дифференцированная реакция вулканических пород на смену знака напряжений ограничивается диапазоном глубин 0—150 км.

Отметим еще одну особенность анализируемых коррелограмм — закономерные различия в связях для одноименных компонентов базальтов, андезитов и дацитов. Соответствующие смещения кривых в сторону то положительных,

ТАБЛИЦА 26

Каноническая корреляция состава вулканических пород с интенсивностью сжимающих сейсмогенерирующих напряжений на разных глубинах

Тип пород	Состав							
	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe	$\frac{Fe_2O_3}{Fe}$	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Базальты	+0,1	-0,3	-0,7	+0,1	0,0	+0,2	+0,5	0,0
Андезиты	+0,1	-0,3	-0,5	0,0	-0,1	+0,3	+0,7	+0,2
Дациты	+0,1	-0,4	-0,7	0,0	-0,1	+0,1	+0,4	+0,4

Тип пород	Канонический корень r^2_{rK}	Глубина, км						
		0—100	100—200	200—300	300—400	400—500	500—600	600—700
Базальты	0,57	+0,1	-0,4	-0,8	-0,1	-0,3	-0,3	+0,1
Андезиты	0,59	-0,1	-0,6	-0,6	-0,4	-0,1	-0,4	-0,1
Дациты	0,59	+0,2	-0,6	-0,6	-0,4	-0,2	0,0	0,0

то отрицательных значений r , по-видимому, обусловлены систематическими различиями в глубинах выплавления магм для перечисленных типов пород.

Коснемся связей химизма пород с сейсмогенерирующими напряжениями третьего типа — косо ориентированными. Неустойчивые по знаку и направлению эти напряжения дают коррелограммы, представляющие собой комбинацию коррелограмм напряжений сжатия и растяжения. На глубинах 200—350 км они во многом повторяют коррелограммы сжимающих напряжений, однако все тенденции выражены значительно слабее. На малых глубинах (до 150—200 км) в них просвечивают особенности, задаваемые режимом относительного расширения.

Представим выявленные закономерности в синтезированном и вместе с тем генерализованном виде, воспользовавшись аппаратом канонической корреляции (табл. 26). Как видим, с наибольшими коэффициентами, определяющими интересующую нас систему, входят Al₂O₃, Fe, Na₂O. Особого внимания заслуживают различия в коэффициентах при Na₂O и K₂O. Они ясно отражают существенно неодинаковую реакцию натрия и калия на градиент давления в астеносфере и на вариации давления в зоне магмообразования. Каноническая корреляция петрохимии и интенсивности растягивающих напряжений показала более слабые связи. Определяющими компонентами в системах переменных являются Fe/(Fe + Mg) и Na₂O, с одной стороны, и I_{p100} — с другой: увеличение напряжения сопровождается уменьшением железистости и ростом концентрации натрия.

Основной кинематический параметр мобилистских построений — скорость литосферных плит — не может не обнаружить тех или иных связей с проявлениями петрогенезиса [210]. Мы рассмотрим соотношение химизма пород с параметрами v_n , $v_n \cos \gamma$, $v_n \cos \gamma \sin \alpha^*$, $\sum v_n$ (см. табл. 25). Анализ оценок приводит

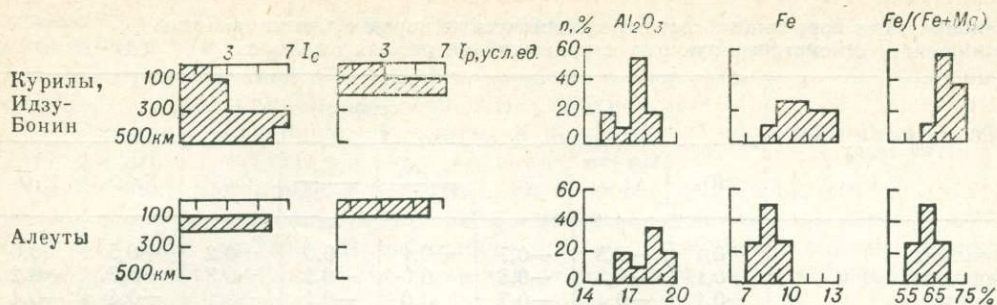


Рис. 15. Зависимость сейсмогенерирующих напряжений и петрохимических параметров базальтов в островных дугах от их ориентировки по отношению к вектору скорости Тихоокеанской плиты.

к следующим заключениям. Спектры связей скорости v_{II} и двух ее модификаций качественно однотипны и повторяют соотношения, отмеченные при рассмотрении влияния сейсмогенерирующих напряжений. Это можно было предполагать заранее, поскольку между скоростью литосферных плит и интенсивностью сейсмических напряжений в зоне субдукции фиксируется положительная корреляционная связь. Связи $\Sigma_{v_{II}}$ слабы, что, очевидно, определяется значительным разнообразием и вместе с тем конвергенцией pT -условий на глубине при сложных взаимодействиях плит.

Соотношения, отмеченные в табл. 25, можно наблюдать и при непосредственном сопоставлении островных дуг, сходных между собой по многим другим параметрам. Так, дуга Тонга, а также дуга, образованная Южными Сандвичевыми и Южными Шетландскими островами, находятся на стыке двух океанических плит. Обе дуги относятся к классу простых одиночных и различаются лишь по скорости взаимодействующих плит. Из-за большей скорости субдукции в дуге Тонга выплавляются базальты с содержанием железа около 11,5% (в пересчете на FeO), в то время как в аналогичных породах Южных Сандвичевых и Южных Шетландских островов содержание железа не превышает 10%. Эффект косо́го взаимодействия литосферных плит можно наблюдать, сравнивая вулканические продукты Курильской и Идзу-Бонинской дуг, ориентированных практически нормально к вектору скорости Тихоокеанской плиты, и Алеутской дуги, составляющей острый угол с указанным вектором скорости. Косая ориентировка Алеут обуславливает относительно слабое поглощение материала океанической плиты и не приводит к накоплению значительных избыточных масс; интенсивная сейсмичность в этой дуге локализуется только на глубинах до 200 км. Все это определяет относительно высокое положение фронта магмообразования и объясняет заметное обогащение лав глиноземом и обеднение их фермическими компонентами (рис. 15).

Сходные эффекты могут наблюдаться и в пределах одной дуги, если разные ее части неодинаково ориентированы к направлению движения плит. Так, северное окончание дуги Тонга развернуто почти параллельно направлению движения Тихоокеанской плиты. По этой причине железистость базальтоидов на расположенном здесь острове Ниуафооу оказывается более низкой, чем на остро-

вах Тофуа, Лейт, Фонуалей, Эуа и других, составляющих центральную и южную части дуги.

При взаимодействии не двух, а большего числа литосферных плит разнообразие петрохимических следствий резко возрастает. В частности, встречное движение нескольких плит может привести к аккумуляции значительного количества тепла. Примером региона с аномальным глубинным разогревом являются острова Фиджи, расположенные одновременно в тылу дуг Тонга и Новых Гебрид. Сейсмологическими наблюдениями здесь установлено аномальное поглощение волн, связанное с пониженной вязкостью, т. е. с разогревом материала мантии. Именно поэтому базальты островов Фиджи (кальдера Тавуа и др.) отличаются экстремально высоким для Тихого океана содержанием калия — до 3,5%.

Вопрос о соотношении вулканической активности и состава ее продуктов длительное время незаслуженно игнорировался петрологами. В последнее время важные результаты в этом плане получены А. Ф. Белоусовым [7, 8]. На примере фанерозойских областей им было показано, что с увеличением массовости вулканических излияний в породах возрастает доля относительно тугоплавких компонентов (Ca, Mg) и соответственно снижается содержание легкоплавких. Этот эффект А. Ф. Белоусов рассматривает как прямое следствие термического режима в зоне магмообразования.

Материал по современному вулканизму островных дуг дает редкую возможность привлекать для объяснения наблюдаемых соотношений между массовостью вулканических проявлений и их составом не только данные о термическом режиме глубин, но и сведения о динамической ситуации в зоне магмообразования. Приведем результаты корреляции химизма базальтов с индикаторами интенсивности и экстенсивности вулканической активности n_v , $n_{ц}$, $\lg \tau$ (см. табл. 25). Связи n_v и $n_{ц}$ качественно однотипны, хотя и выражены с разной степенью отчетливости, а связи $\lg \tau$ противоположны им. С учетом тесной взаимной коррелированности n_v , $n_{ц}$ и $\lg \tau$ это может означать, что все связи индуцированы какими-то общими причинами. Принимая во внимание тесную корреляцию n_v и $\lg \tau$ с индикаторами интенсивности процесса субдукции ($q/q_{ж}$ и др.), резонно предположить, что массовость вулканических излияний, т. е. интенсивность перемещения вверх вулканического материала, в определенном смысле является реакцией на интенсивность поглощения материала в процессе субдукции. При этом избыточное давление в мантии и нагнетание избыточных масс компенсируются как увеличением числа выводных каналов — вулканических аппаратов, так и интенсификацией движения по ним расплава, т. е. сокращением $\lg \tau$ и ростом $n_{ц}$.

Отметим еще следующее. Положительная корреляция Fe, отчасти $Fe/(Fe + Mg)$ и CaO, а также отрицательная Na_2O , K_2O и TiO_2 с n_v (и соответственно противоположные связи с $\lg \tau$) хорошо согласуются с ранее рассмотренными возможными механизмами влияния на химизм расплавов вариаций pT -условий в зоне магмообразования, обусловленных вариациями интенсивности процесса субдукции. Несколько неожиданной оказывается отчетливо выраженная положительная связь Al_2O_3 с n_v и $n_{ц}$ и соответственно отрицательная с $\lg \tau$. Напомним, что алюминий не обнаруживает достаточно определенной зависимости ни от интенсивности сжимающих и растягивающих напряжений на разных глубинах, ни от других индикаторов динамического режима в мантии.

Для объяснения наблюдаемого соотношения может быть предложено следующее.

Интенсивное поглощение материала океанической плиты сопровождается особенно энергичным тепловыделением при одновременном возрастании давления в астеносферном слое. Совокупное влияние этих факторов не может не вести к существенному увеличению полноты селективного плавления мантийного субстрата. Вместе с тем оно способствует разрастанию зоны генерации магмы, главным образом благодаря подъему ее верхней границы. Увеличение объема магмопитающей системы и является основным ресурсом, обеспечивающим экстенсификацию и интенсификацию вулканической деятельности. Подъем фронта магмообразования означает вовлечение в процесс селективного плавления более сиалического материала самых верхов мантии и, быть может, низов коры. Вулканические продукты при этом оказываются обогащенными глиноземом. Этот процесс особенно заметен в условиях общего слабого разогрева мантии (индикатор — низкие значения Z_{st}), когда мощность магмогенерирующей зоны растет не за счет опускания ее нижней границы.

С таким объяснением хорошо согласуются и теоретические оценки распределения температуры в зонах субдукции [153], и многие хорошо известные эмпирические наблюдения. К их числу, в частности, относится преимущественное тяготение высокоглиноземистых базальтов к регионам, находящимся на стадии орогенного развития, а также, как впервые установил Х. Куно [174], их локализация в островных дугах между полосой развития толеитовых базальтов и областью распространения пород щелочного профиля. Таким образом, авторы, в отличие от Х. Куно [175] и других геологов, разделяющих его точку зрения на происхождение зональности островных дуг, выплавление высокоглиноземистых базальтов связывают не с увеличением глубины расположения магматических очагов в направлении погружения сейсмофокальной плоскости, а с ростом их размеров. В поперечном разрезе островной дуги зона магмообразования рисуется нам в виде двояковыпуклой линзы, центральной части которой соответствуют вулканические излияния с базальтами и андезитами, обогащенными глиноземом. В зависимости от глубины расположения тыловой части магмогенерирующей линзы меняется состав щелочных базальтоидов, среди которых, как известно, встречаются разновидности и с высокими и с низкими концентрациями глинозема.

ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СПЕЦИФИКУ РЕЖИМА СУБДУКЦИИ И СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗЛИЯНИЙ

От рассмотрения частных связей химизма вулканических продуктов с особенностями строения зон Бенъофа, pT -условий и динамического режима верхней мантии перейдем к синтезу главных тенденций изменчивости изучаемых вулкано-тектонических систем. С этой целью воспользуемся аппаратом факторного анализа, его модификацией — методом главных компонент. Из всего разнообразия учтенных характеристик сохраним для анализа только те, которые наиболее четко выявляли принципиально важные частные соотношения, и исключим дублировавшие друг друга по набору корреляционных связей. Вместо многочисленных данных о сейсмических напряжениях на разных глубинах

используем их свертки, полученные в предыдущей главе. Рассмотрим результаты факторного анализа (табл. 27).

Первый фактор, включающий с высокими нагрузками более половины исходных переменных, отражает хорошо известную эволюцию вулcano-тектонических систем. Имеются в виду закономерные различия между регионами по многим их характеристикам в ряду: тонкие островные дуги — крупные острова — края континентов. В этом ряду систематически растут мощность коры и плотность верхних горизонтов мантии, мелеет глубоководный желоб, увеличивается расстояние от желоба до вулканического пояса, вылаживается сейсмофокальная поверхность. На стадии тонких островных дуг идет интенсивное накопление избыточных масс, фиксируемое гравитационными аномалиями во всех редукциях; общая высокая сейсмичность сопровождается сжимающими напряжениями во всем учитываемом 700-километровом диапазоне глубин; расширяющие напряжения в коре и самых верхах мантии отсутствуют; вулканическая деятельность отличается значительной интенсивностью при повышенной плотности расположения вулканов на дуге. Среди продуктов вулканических излияний преобладают высокоизвестковистые с повышенной фемичностью базальтоиды. В ранжировке регионов по значениям первого фактора (рис. 16) крайними членами эволюционного ряда являются, с одной стороны, дуги Тонга и Кермадек, а с другой — Анды и Каскадные горы.

Феноменологической характеристике обобщенной схемы развития островных дуг может быть поставлена в соответствие генетическая трактовка последовательности геологических явлений. Первый фактор при этом допустимо интерпретировать как отражение смены режима взаимодействия литосферных плит в той мере, в какой согласованно аккумулируются геологические результаты указанного взаимодействия. Есть основание для вывода, что ранняя стадия субдукции чаще отличается повышенной активностью многих процессов в связи с большей скоростью погружения океанической плиты ($-0,6 q/q_{н}$). Особого внимания заслуживает вхождение в первый фактор с отрицательной нагрузкой нормальной компоненты скорости литосферных плит. Это означает, что островные дуги, находящиеся на ранней стадии развития, несколько чаще сопряжены в пространстве с зонами интенсивного спрединга. Иными словами, проявляется некая согласованность событий в океанических хребтах и в соответствующих им зонах субдукции. Этот факт заставляет вспомнить о работе У. Каулы [170], проводившего сравнительный анализ моделей механизмов, ответственных за движение литосферных плит. Он пришел к выводу, что режим субдукции не только является следствием скорости взаимодействия литосферных плит, но и в какой-то мере контролирует эту скорость.

Второй фактор с достаточной долей уверенности может быть отождествлен с влиянием на процесс субдукции физического состояния мантии в целом и астеносферы в частности. Общий высокий глубинный разогрев мантии ($+0,7 Z_{st}$ и $-0,7 \Delta Z_{st} / \Delta x$), по-видимому, лишь отчасти обусловлен наблюдаемым ныне взаимодействием плит. Скорее всего, он является интегральным итогом всех предшествующих геологических событий. Вместе с тем влияние общего разогрева значительных объемов мантии на режим субдукции представляется бесспорным. Повышенная температура существенно снижает вязкость астеносферы, что облегчает процесс субдукции: пластина океанической коры погружается в мантию под крутым углом ($+0,5\alpha$). Поступающий материал — эклогитизиро-

Результаты факторного анализа системы характеристик островных дуг

Фактор	Вес, %	Петрохимические параметры вулканитов									Структурные характеристики				Сейсмический разрез			
		Базальты			Даци-ты		Базальты			Даци-ты	z_{ϕ}	$h_{ж}$	l	α	H	\bar{v}	v_M	
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe	Fe	$\frac{Fe_2O_3}{Fe}$	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	CaO	Na_2O								K_2O
F_1	19		+		-	--	+		--	++	+		--	+	-	++		++
F_2	12			-														
F_3	9				-		+				+		+		++			
F_4	7			-							-					++		
F_5	6				+		+											
F_6	6	-	++					+	+		+					++		+
F_7	5																	
F_8	5	-																
F_9	4								--	+								++

Фактор	Вес, %	Индикаторы аномальных масс				Термический режим				Сейсмичность						Кинематика плит		Интенсивность и экстенсивность вулканизма					
		$\Delta \delta_B$	$\Delta \delta_{1/3} - \Delta \delta_{1/2}$	G	$\frac{\Delta G}{\Delta x}$	q	$\frac{q}{q_{ж}}$	$\frac{q}{q_{г}}$	Z_{st}	$\frac{\Delta Z_{st}}{\Delta x}$	I	I_c			I_p		I_k		$v_{пос} \gamma$	$\Sigma_{сП}$	n_n	$lg \tau$	
												F_1	F_2	F_3	100	300	F_1	F_2					
F_1	19								+						++							+	
F_2	12																						
F_3	9	+														++							++
F_4	7			+																			
F_5	6																						+
F_6	6																						
F_7	5																						
F_8	5																						
F_9	4																						

Примечание. Знаки «+» и «-» соответствуют факторным нагрузкам a , у которых $0,3 \leq |a| < 0,5$; знаки «++» и «---» — $|a| \geq 0,5$.

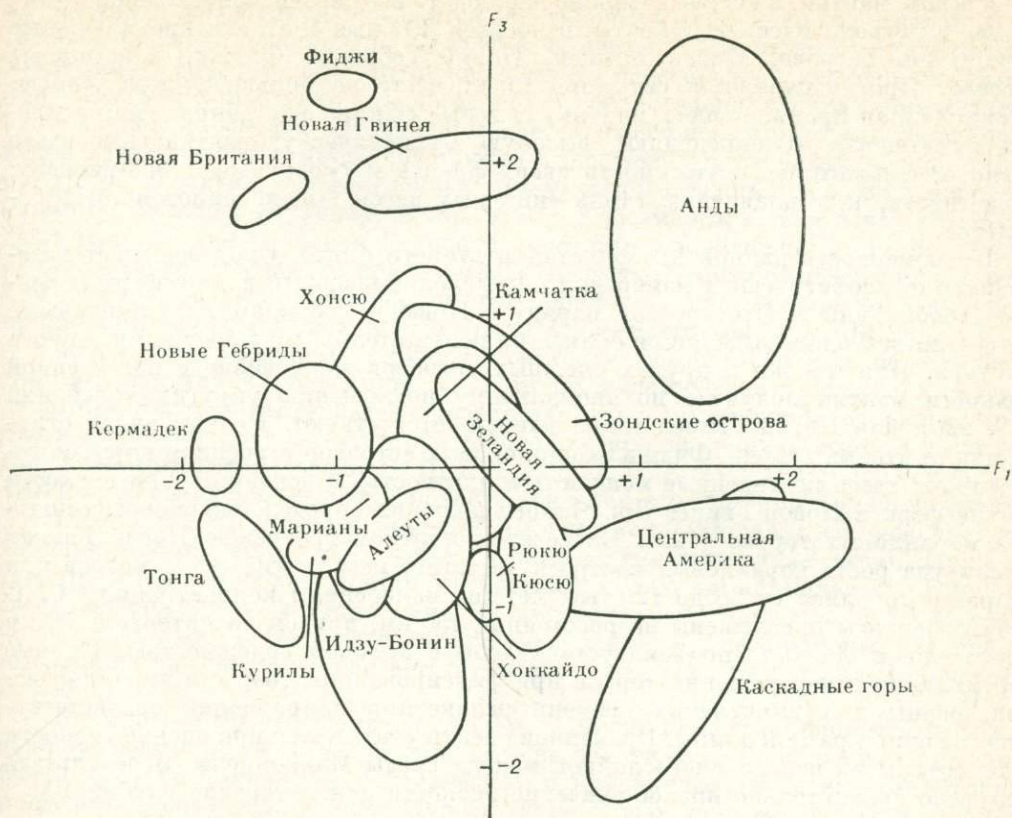


Рис. 16. Положение регионов Тихоокеанского кольца в пространстве первого — третьего факторов.

ванный базальт и (или) эквивалентный объем подастеносферного вещества — эффективно перераспределяется в астеносфере, не приводя к накоплению избыточных масс. Высокая пластичность астеносферы и подастеносферного слоя фиксируется также значительными растягивающими напряжениями ($+0,6 I_p 300$) при почти полном исчезновении сжимающих напряжений на всем интервале глубин и при сохранении косо ориентированных напряжений только в интервалах 0—100 и 500—600 км.

Термодинамическая ситуация в астеносфере приводит к тому, что в магмогенерирующем слое не создается условий, требующих форсированного удаления больших объемов расплавленного материала в направлении дневной поверхности. Это выражается в снижении интенсивности и экстенсивности вулканической деятельности ($-0,6 n_v, +0,6 \lg \tau$). При повышенном разогреве и относительно низком (точнее, не возрастающем) давлении должна увеличиваться глубинность магмообразования, что ведет к некоторому снижению глиноземистости базальтов ($-0,4 Al_2O_3$). К числу регионов с повышенным глубинным

разогревом мантии, в которых можно наблюдать все перечисленные сейсмологические и петрологические эффекты, относятся Южные Шетландские и Южные Сандвичевы острова, Новая Гвинея, Новые Гебриды, Фиджи, Соломоновы острова. Противоположная ситуация имеет место на большей части Хонсю. Ограниченная проницаемость мантии, сильные сжимающие напряжения в пределах астеносферы определяют высокую вулканическую активность этого региона, а некоторая смещенность вверх фронта магмообразования приводит, в частности, к выплавлению столь типичных здесь высокоглиноземистых базальтов.

Правомерность данной интерпретации второго фактора подтверждает независимое от геофизических измерений определение вязкости астеносферы в районе Новой Гвинеи. Этот регион наряду с Новыми Гебридами, Соломоновыми островами и Фиджи выделяется большими положительными значениями второго фактора. Для Фиджи и других смежных островов заключение о пониженной вязкости мантии получено по аномальному поглощению упругих колебаний [13, 220], для Новой Гвинеи такие данные отсутствуют. Новая Гвинея отличается от Новых Гебрид, Фиджи и Соломоновых островов строением коры, которая имеет здесь повышенные мощность и плотность. В основу оценки вязкости астеносферы в Новой Гвинее Дж. Чапел положил определение скорости подъема коралловых террас [128]. На северо-восточном побережье Новой Гвинеи амплитуда роста коралловых построек достигает нескольких сотен метров при возрасте кораллов от 30 до 120 тыс. лет (по измерениям концентрации ^{14}C , U и Th). Террасы прослежены на расстоянии 130 км, причем на интервале 50 км амплитуда и скорость подъема установлены с высокой надежностью. Кривые вертикального перемещения террас при фиксированном возрасте кораллов используются для вычисления времени релаксации напряжений, соответствующего волнам разной длины. Временной спектр учитывался при оценке вязкости астеносферы на основе многослойной модели среды Макконнела. В результате получено сравнительно низкое значение вязкости для интервала глубин 100—200 км.

Несколько особняком стоит вопрос о соотношении глубинного разогрева мантии с кинематическими параметрами взаимодействующих плит. Обращает на себя внимание отчетливая положительная корреляция со вторым фактором переменной \sum_{v_n} . Это означает, что одновременное схождение трех литосферных плит чаще реализуется в местах повышенной термической размягченности верхней мантии. Это обстоятельство заставляет еще раз задуматься над тем, что здесь следует считать причиной, а что следствием: пониженная вязкость и, следовательно, повышенная проницаемость глубин способствует центростремительной концентрации материала литосферных плит или, наоборот, случайная ассоциация плит, создающая интенсивный сток материала, приводит к аномальному разогреву верхней мантии. Не исключено, конечно, что такая постановка вопроса вообще неправомерна, поскольку в принципе невозможно показать, какая составная часть замкнутого и взаимосвязанного конвективного течения является причиной, а какая следствием.

Третий фактор по совокупности нагрузок на переменные представляет собой некое отклонение от хода нормальной эволюции, определяемой первым фактором. При значительной мощности плотной земной коры, отвечающей зрелым регионам, при вулканизме орогенного типа (лавы обогащены калием

и обеднены железом) наблюдаются интенсивная сейсмичность, возрастание теплового потока, углубление желоба, т. е. явные признаки юных вулканотектонических структур. Все это можно назвать своеобразной ревивацией регионов. Весьма характерно распределение сейсмогенерирующих напряжений в фокальной плоскости. Интенсивные растягивающие напряжения, охватывающие верхи мантии и коры, сочетаются с косо ориентированными, свидетельствующими, вероятно, о перестройках динамического режима, и со сжимающими на самых больших глубинах. Всеми этими особенностями, как известно, обладают Анды, а также Новая Гвинея и некоторые расположенные по соседству вулканические острова, отличающиеся «избыточной» активностью уже на ранних стадиях развития. Именно на этих объектах значения третьего фактора принимают экстремальные положительные значения (см. рис. 16).

Причиной ревивации крупных регионов обычно считают перестройку системы мантийной конвекции. Так, смену динамического режима в Андах некоторые тектонисты ставят в соответствие резким изменениям скорости спрединга в хребтах Тихого и Атлантического океанов на границе мезозоя и кайнозоя. При этом, как полагают В. Д. Чехович, Л. П. Зоненшайн и Л. Н. Волкова [101], в центральном секторе Анд часть континентальной коры была подвернута и затащена в глубь зоны субдукции. Скучивание материала сопровождалось дополнительным выделением тепла и плавлением материала коры. Прямым свидетельством в пользу таких построений являются аномальная мощность коры центрального сектора Анд и аномальное поглощение сейсмических волн, а также особенности структуры [144] и несомненные признаки миграции на восток соответствующего участка Перуанско-Чилийского желоба.

Полярными по отношению к Андам и Новой Гвинее особенностями обладают островные дуги, в значительной мере утратившие на ранней стадии развития указанные свойства сейсмической и вулканической активности. Ярким примером такого рода может служить дуга Рюкю, испытывающая экранирующее влияние дуги Идзу-Бонин. Отрицательными значениями третьего фактора выделяются также дуги Идзу-Бонинская и Тонга.

Таким образом, третий фактор в целом может быть интерпретирован как влияние резкой смены режима субдукции, возможно, обусловленной ускорениями литосферных плит.

Четвертый фактор отражает определенную цикличность в вулканотектонической активности рассматриваемых структур, причем эта цикличность проявляется вне зависимости от положения региона в общем эволюционном ряду. Одно из крайних состояний цикла близко соответствует принятой в петрологии прогрессивной стадии тектоно-магматического развития. Она характеризуется высоким градиентом латерального (и, очевидно, вертикального) распределения глубинных масс, сравнительно неплотной корой (возможно, вследствие недостаточного насыщения ее продуктами базальтоидной магмы), относительно низким тепловым потоком в тылу вулканической дуги. Сейсмофокальная плоскость имеет более крутой наклон; в достаточно пластичной астеносфере эффективно релаксируются все напряжения. Высокая вулканическая активность реализуется благодаря укороченным интервалам между эруптивными актами. Высокое положение фронта магмообразования имеет следствием обогащение мантийных выплавов глиноземом, отчасти калием и обеднение фермическими

компонентами. Прогрессивной стадии отвечают вулканические ареалы Зондских островов, Новых Гебрид, частично Центральной Америки и Алеут.

Регрессивная стадия (знаки факторных нагрузок в табл. 27 соответствуют полноте проявления именно этой стадии), естественно, характеризуется прямо противоположными тенденциями: равномерным распределением глубинных масс ($-0,6 \Delta G/\Delta x$), сравнительно плотной корой ($+0,5 \bar{v}$), достаточно разогретыми тылами островных дуг ($-0,4 q/q_T$), затуханием вулканической активности ($+0,4 \lg \tau$) и низким уровнем магмообразования, о чем свидетельствуют соответствующие изменения химизма пород. Заметим, что отсутствие высокой отрицательной нагрузки при n_p может объясняться большей инерционностью этой характеристики по сравнению с $\lg \tau$. Иначе говоря, при относительно короткопериодных вариациях динамического режима на глубине избыточное давление предпочтительно компенсируется не формированием дополнительных вулканических аппаратов, а более интенсивным использованием уже имеющихся. На регрессивной стадии развития в настоящее время находятся Новая Гвинея, Новая Британия и Идзу-Бонинская дуга.

Итак, четвертый фактор может быть интерпретирован как влияние стадийности тектоно-вулканической активности. О механизме, контролирующем эту стадийность, мы можем судить лишь предположительно. Возможно, что этот механизм связан с нелинейной зависимостью тепловыделения от продолжительности погружения литосферной плиты (тепловыделение зависит от силы трения, а она убывает по мере повышения температуры вмещающей среды). Возможно также, что цикличность вулканической активности задается спорадической активизацией вторичного спрединга в тылах островной дуги или отступанием зоны субдукции в сторону океана. Не исключается, наконец, авторегулирующая схема, связанная с нарушением и восстановлением изостатического равновесия. Этот аспект проблемы подробно анализируется в следующей главе. Выяснение пространственно-временных и причинно-следственных связей всех в достаточной мере типичных для зон субдукции явлений требует специального подбора и анализа эмпирических данных. В качестве заключительного предположения отметим, что рассматриваемая цикличность, вероятно, отвечает по длительности интервалам времени, в течение которых формировались вулканогенные свиты (серии) геологического прошлого.

Интерпретация пятого фактора определяется прежде всего особыми высокими нагрузками на индикаторы динамического режима в зонах субдукции, а именно, на нормальную компоненту скорости взаимодействующих литосферных плит ($+0,6 v_n \cos \gamma$) и на характеристику некоторой относительной перенапряженности астеносферы. В регионах, где скорость сходящихся плит особенно высока (в равной мере это относится к частям литосферных плит, ограниченных трансформными разломами), при прочих равных условиях дольше поддерживается термическая неоднородность как на значительных глубинах вследствие погружения холодной океанической плиты ($+0,3 \Delta Z_{s1}/\Delta x$), так и в пределах земной коры ($+0,4 q/q_T$).

Пониженная средняя скорость продольных волн в коре ($-0,4 \bar{v}$), скорее всего, отражает умеренную контаминацию коры продуктами базальтоидного магматизма, а повышенная граничная скорость на поверхности Мохо ($+0,3 v_M$) является признаком слабой термической проработки верхней мантии. Последнее обстоятельство позволяет предполагать также умеренный разогрев астеносферы

и, как следствие, ее значительную вязкость. Отсюда становится более понятным появление упругих напряжений в астеносфере — реакции на высокую скорость субдукции. С этим хорошо согласуется латеральная термическая неоднородность глубин — малая скорость перераспределения материала и тепла в астеносфере препятствует эффективному выравниванию температур.

Для значимых нагрузок на петрохимические параметры может быть предложено такое объяснение. Умеренный разогрев астеносферы в условиях дополнительного сжатия приводит к некоторому понижению уровня эффективного магмообразования и вовлечению в этот процесс зоны более высокой концентрации тугоплавкого рестита, что способствует усилению в расплаве роли кальция и снижению концентрации натрия и окисленности железа. Указанное изменение состава плавящегося субстрата должно приводить к обогащению расплава магнием. Избыточное давление, напротив, способствует переходу в расплав преимущественно легкоплавкого компонента — железа. Взаимной компенсацией этих двух противоположных тенденций, по всей вероятности, и объясняется отсутствие соответствующих изменений в химизме пород и существенных нагрузок на параметры Fe и $Fe/(Fe + Mg)$. Не исключено, однако, что противоположные по знаку нагрузки на кальций и натрий обусловлены не столько изменениями состава плавящегося субстрата, сколько вариациями градиента давления, порождающего дифференциальную подвижность этих компонентов и их сепарацию с удалением натрия в тылы островных дуг. Это объяснение не исключает понимания причин, по которым калий, в отличие от натрия, не входит в структуру данного фактора. Как уже отмечалось, калий обладает экстремально низкой ионной плотностью [123], что делает его крайне чувствительным индикатором избыточного давления. Калий переходит в расплав намного раньше, чем натрий; можно считать, что он реагирует не столько на вариации градиента давления, сколько на само существование этого градиента.

Большие положительные значения пятого фактора приходится на вулканические ареалы Кермадека, Идзу-Бонина, Анд и Центральной Америки, т. е. действительно на те регионы, в направлении которых с высокой нормальной компонентой скорости перемещаются плиты Тихоокеанская, Наска и Кокос. Названные регионы существенно отличаются друг от друга по своей геологической предыстории, и их объединение в аспекте пятого фактора означает, что недостаточная «пропускная способность» астеносферы и соответственно ее вязко-упругая реакция на избыточное давление являются конвергентными следствиями разных причин. Большими отрицательными значениями пятого фактора выделяются Камчатка, Сахалин, Фиджи, Антарктида и вулканические ареалы восточной окраины Евразии (Аньюйский, Балаган-Тас, Мэргень и отчасти Курилы). В этом перечне мы также видим существенно разные объекты: с одной стороны, вулканические ареалы глубоких, но достаточно прогретых тыловых зон с реликтами латерального перемещения мантийных масс, а с другой — регионы с достаточно пластичной астеносферой и не экстремально высокой интенсивностью субдукции (Камчатка, Курилы). В том и другом случае, очевидно, не приходится ждать существенных перегрузок астеносферы.

Таким образом, принимая во внимание и нагрузки на переменные, и распределение значений пятого фактора, мы можем идентифицировать его с влиянием вязко-упругой реакции астеносферы на изменение скорости субдуцируемых плит. Иначе говоря, фактор отражает последствия временного рассогласо-

вания интенсивности погружения материала и пропускной способности астеносферы (частично из-за ее повышенной вязкости).

Шестой фактор фиксирует хорошо известную петрологам поперечную петрохимическую и геофизическую зональность островных дуг, определяемую закономерной сменой строения литосферы и pT -условий в коре и мантии в направлении континент — океан. Как явствует из анализа факторных нагрузок, по мере продвижения в тылы островных дуг, мерилom чего могут служить величины l (нагрузка $+0,5$) и z_{ϕ} (нагрузка $+0,4$), как правило, возрастает глубинный разогрев мантии ($+0,4 Z_{st}$). Последнее обстоятельство резонно связывать с остаточным влиянием событий геологического прошлого, но не исключается и эффект повышенной термоизоляции более мощной сиалической корой. В тыловых зонах, как известно, ослабевает сейсмичность, а напряжения сжатия сменяются косо ориентированными на умеренных глубинах и растягивающими в самых верхах мантии и в коре. Спокойная обстановка тыловых зон при систематически увеличивающейся глубине магмообразования способствует возрастанию фемичности вулканических излияний ($-0,4 \overline{SiO_2}$) и относительному обогащению вулканических пород (особенно базальтов) титаном ($+0,6 TiO_2$), железом и щелочами. О снижении температуры в зоне магмообразования информирует повышенная железистость пород $[+0,4 Fe/(Fe + Mg)]$.

Седьмой фактор с существенными нагрузками включает только геофизические переменные (кроме SiO_2). Сочетание этих нагрузок, а также особенности распределения значений фактора позволяют предположить, что в данном случае мы наблюдаем не что иное, как эффект перераспределения расплавленного материала в астеносфере, а именно влияние каких-то источников расплава, не связанных с рассматриваемой зоной субдукции. Приток расплава и соседство его источника регистрируются возрастанием теплового потока ($+0,8 q$) и сопровождаются уменьшением плотностной неоднородности верхней мантии ($-0,5 \Delta G/\Delta x$) с одновременным разогревом ее верхней части ($-0,4 v_M$). Снижение вязкости астеносферы, означающее повышение возможности латерального перераспределения избыточного материала, не способствует подъему его на дневную поверхность, особенно путем создания дополнительных вулканических аппаратов ($-0,4 n_s$). Динамический режим внешнего источника расплава, естественно, может не коррелироваться с интенсивностью субдукции. Это обстоятельство находит отражение в отсутствии значимых нагрузок на индикаторы сейсмических напряжений. Исключение составляют косо ориентированные напряжения на значительных глубинах, вероятно, сопровождающие латеральные перемещения мантийных масс.

Избыток базальтоидного расплава ведет к снижению общей кислотности вулканических излияний ($-0,4 \overline{SiO_2}$). Принятая система обработки материала не позволяет зафиксировать других изменений в химизме пород. Можно предполагать только, что различные внешние источники генерируют существенно неодинаковые по составу расплавы, поэтому и не создается какой-либо преобладающей тенденции.

Весьма примечательно вхождение в фактор с отрицательной нагрузкой переменной \sum_{11} . Это означает, что вулканы, питающиеся за счет дополнительных магматических источников, расположены в тех участках Тихоокеанского кольца, в непосредственной близости от которых фиксируются зоны спрединга.

Высокими положительными значениями седьмого фактора выделяются четыре обособленные группы вулканических ареалов: экваториальный сектор Анд (вулканы Чимборасо, Тунгурауа, Сумако, Котопахи), центральная Меса и южная Сьерра-Мадре в Мексике (вулканы Колима, Дуранго, Тухтла), Фиджи и Новые Гебриды. Существенно разная позиция перечисленных групп ареалов в пределах Тихоокеанского кольца опять-таки заставляет подозревать, что внешние источники питания вулканов имеют неодинаковую природу. Термическая аномалия и предполагаемый приток мантийного расплава в экваториальном секторе Анд так или иначе связаны с «утыканием в континент» океанического хребта — вала Карнеги, являющегося зоной спрединга для плит Наска и Кокос. Этот хребет, как известно, отличается повышенным тепловым потоком. Таким образом, есть основание считать, что часть мантийных выделок океанического хребта и (или) его континентального продолжения идет на питание вулканов Чимборасо, Тунгурауа и других из этой группы.

Вулканические ареалы центральной Месы и южной Сьерра-Мадре располагаются в пределах обширного поднятия, характеризующегося заметным разуплотнением верхней мантии, о чем позволяют судить отрицательные изостатические аномалии. Не исключено, что в данном случае мы являемся свидетелями самой ранней стадии рифтообразования, подобного уже столь ярко проявившемуся к северу от этой области в провинции Бассейнов и Хребтов. Что же касается вулканических ареалов Фиджи и Новых Гебрид, то их внешнее питание стало возможным благодаря исключительно сильному разогреву верхней мантии в этом районе [176, 200]. Центростремительное движение нескольких плит, сопровождаемое интенсивными термическими эффектами, вероятно, привело к формированию взаимосвязанной системы глубинного питания вулканов. Эта система обеспечивает эффективный обмен расплавами на уровне астеносферы, их смешение и перераспределение в зависимости от интенсивности процессов во взаимодействующих зонах субдукции.

Противоположные тенденции, фиксируемые высокими отрицательными значениями седьмого фактора, свойственны вулканическим ареалам Зондской дуги, а также Новой Британии. Допустимо предположить, что в этих регионах по тем или иным причинам резко ограничены возможности для значительного латерального перераспределения расплавов. Это обстоятельство сказывается, в частности, в увеличении плотности расположения вулканических аппаратов на дуге.

Восьмой фактор существенными нагрузками связывает преимущественно термические и динамические характеристики зон субдукции и никак не отражает химизм вулканических излияний. Для его понимания целесообразно дать более детальный анализ достаточно сложного и вместе с тем весьма выразительного распределения разного вида сейсмогенерирующих напряжений по интервалам глубин (табл. 28). Как явствует из этой таблицы, восьмой фактор означает прежде всего общий подъем нижней границы проявления сейсмичности: сжимающие и косо ориентированные напряжения глубже 500 км резко сокращены (растягивающие напряжения, как известно, на таких глубинах вообще не характерны). Наибольшей сейсмичностью выделяется интервал, ближайший к нижней мертвой зоне: для сжимающих и косо ориентированных напряжений 400—500 км, для растягивающих 300—400 км. В астеносферном интервале глубин (200—300 км) не характерны ни сжимающие, ни разжимающие напряжения,

ТАБЛИЦА 28

Распределение сейсмогенерирующих напряжений, коррелированных восьмым фактором (см. табл. 27), по глубине

Глубина, км	Сжимающие	Растягивающие	Косо ориентированные	Глубина, км	Сжимающие	Растягивающие	Косо ориентированные
0—100	0	0	0	400—500	+	Нет	+
100—200	++	+	0	500—600	---	»	---
200—300	0	0	--	600—700	---	»	Нет
300—400	0	+	0				

Примечание. Знак «—» показывает, что сейсмогенерирующие напряжения резко ослаблены, «0» — умеренной интенсивности, «+» — интенсивные, «++» — весьма интенсивные.

а косо ориентированные отсутствуют полностью. Непосредственно выше (слой 100—200 км) проявляются как сжимающие, так и растягивающие напряжения; вероятно, можно предполагать достаточно частое чередование напряжений разного типа. Самые верхи мантии и кора (0—100 км) отличаются умеренной сейсмичностью.

Распределение напряжений дает основание предполагать своеобразное утонение астеносферы, ее консолидацию сверху и снизу, возможно, с сохранением достаточной пластичности центральной части. Эта особенность глубинного разреза может быть следствием либо некоей деградации астеносферы в связи с ослаблением режима субдукции (снижение интенсивности и систематичности поступления материала), либо, напротив, существенной ее инфантильности. С такой трактовкой сейсмологических данных хорошо согласуются вариации других переменных, входящих в восьмой фактор. Консолидация верхов мантии сопровождается возрастанием скорости продольных сейсмических волн на поверхности Мохо ($+0,6 v_M$). Вследствие ослабления латерального перемещения перегретого материала сохраняется устойчивый латеральный градиент теплового потока ($+0,3 q/q_r$). Охлаждение подастеносферного пространства фиксируется снижением напряженности электромагнитного поля ($-0,4 Z_{st}$). Понятно, что в условиях консолидации астеносферы одновременно сверху и снизу должен стабилизироваться средний уровень магмообразования, а это в свою очередь может ликвидировать систематические изменения химизма магматических расплавов, чем и объясняется отсутствие каких-либо значимых корреляций петрохимических параметров в рассматриваемом факторе.

Дополнительный свет на природу восьмого фактора проливает распределение его значений на вулканических ареалах. Высокими положительными значениями выделяются Сахалин, Центральная Америка, вулканы Анюйский, Балаган-Тас, Мэргень на восточной окраине Азии, а также Иводзима в Идзу-Бонинской дуге. Большие отрицательные значения приходятся на Каскадные горы, дугу Тонга и Новые Гебриды. Как видим, рассматриваемый фактор выявляет общие черты у весьма несхожих между собой объектов. Тенденцию к сокращению мощности астеносферы обнаруживают вулканические ареалы и глубоких тылов островных дуг (Сахалин, вулкан Анюйский), где наблюдается явное затухание сейсмической и вулканической активности, и входящие в си-

стему молодых дуг (Иводзима). О локальном ослаблении процесса субдукции в пределах последнего ареала можно судить по исчезновению здесь глубоководного желоба и ясно выраженному обмелению океана к востоку от вулкана. В отношении причин, обусловивших все эти явления, можно высказать такое предположение. Вулканический ареал Иводзима отличается от аналогичных смежных структур, расположенных севернее и южнее, тем, что именно в этой части Тихого океана одновременно с заложением островных дуг или несколько позже начал формироваться океанический хребет субширотного простирания. Мы являемся свидетелями начальной стадии воздымания свода, что обычно завершается возникновением в его осевой части зоны спрединга. Пока что в астеносферное пространство этого района, по-видимому, не поступает значительных масс мантийного расплава (об этом говорит и умеренное положительное значение седьмого фактора), однако уже идет опережающее накопление щелочей. Именно этим и объясняется резко выраженный щелочной уклон пород вулкана Иводзима.

Если говорить о регионах, отмеченных большими отрицательными значениями восьмого фактора, то следует отметить, что всех их объединяет такая геологическая позиция, при которой обеспечивается дополнительный внешний разогрев (сверх учтенного вторым фактором). Это относится и к дуге Тонга, и к Новым Гебридам, и к Раскадным горам. Последние, в частности, получают дополнительное тепло от растаивающей по соседству рифтовой зоны (Провинция Бассейнов и Хребтов).

Итак, восьмой фактор отражает процесс консолидации астеносферы, сокращения ее мощности при одновременном затухании сейсмичности в связи с ослаблением процесса субдукции. Можно сказать, что по отношению к изменению эффективного сечения астеносферы восьмой фактор подобен второму, влияющему на вязкость астеносферы и верхней мантии в целом. Допустимо считать поэтому, что совокупное действие этих двух факторов наиболее четко ранжирует регионы по пропускной способности астеносферы (рис. 17).

Экстремальное положение в пространстве второго и восьмого факторов занимают Новые Гебриды, отличающиеся, видимо, наиболее пластичной астеносферой. В связи с этим еще раз напомним, что именно в районе Новых Гебрид зарегистрированы самые высокие для Тихоокеанского кольца тепловые потоки. Полярную по отношению к Новым Гебридам позицию занимают Сахалин и Центральная Америка. Любопытна явная неравномерность в заполнении квадрантов, т. е. асимметрия распределения значений восьмого и особенно второго факторов. Левая половина плоскости ограничена отрицательным значением второго фактора, равным $-1,4$, которое достигается только на вулканических ареалах Хонсю. Для них же типичны отрицательные значения восьмого фактора. С этим хорошо согласуется достаточно высокий разогрев астеносферы и надастеносферных горизонтов в пределах Хонсю, о чем удается судить по электромагнитным данным, тепловым потокам и по своеобразному распределению скоростей продольных сейсмических волн в мантии [197, 216, 218]. Слой пониженных скоростей имеет нечеткую, размытую верхнюю границу. На глубине около 170 км скорость резко возрастает, большой градиент установлен также при $z \geq 400$ км.

Распределение вулканических ареалов (регионов) в пространстве второго и восьмого факторов показывает, что в пределах Тихоокеанского кольца вообще отсутствуют зоны субдукции с резко пониженным глубинным (подастеносферным)

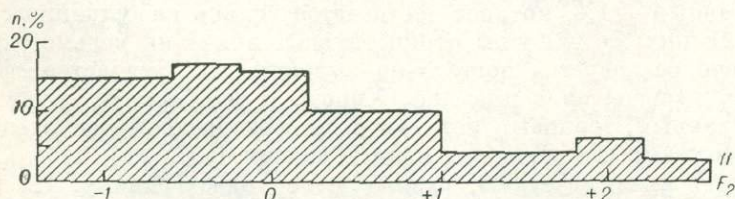
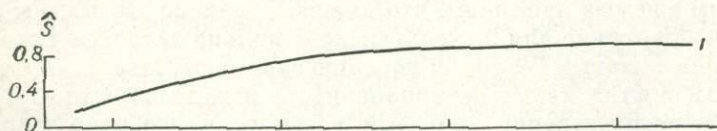
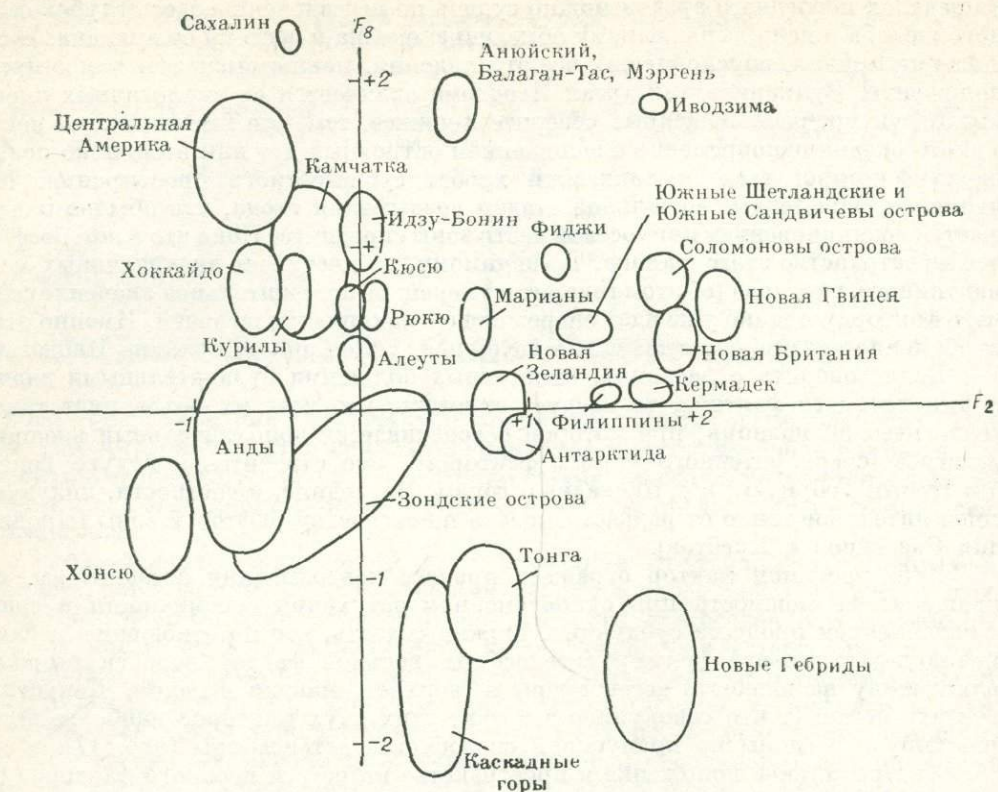


Рис. 17. Положение регионов Тихоокеанского кольца в пространстве второго — восьмого факторов.

I — регрессия стандартного отклонения восьмого фактора на второй; II — гистограмма второго фактора.

разогревом мантии. Резонно предположить, что слабый разогрев и высокая вязкость мантии становятся препятствием для формирования нисходящего конвективного течения. При умеренном подастеносферном разогреве мантии ($0 > F_2 > -1,4$) возможности разогрева астеносферы сверху, т. е. в процессе субдукции, оказываются ограниченными ($F_8 > -1,0$). И наоборот, повышенный разогрев снизу ведет к разнообразию режимов субдукции, мерой чего в данном случае служит дисперсия значений восьмого фактора. Итак, анализируемый материал показывает несомненную (теоретически очевидную) зависимость интенсивности процессов субдукции от термической подготовленности глубин. Допустимо говорить о существовании некоторого температурного рубежа, за пределами которого субдукция и, вероятно, сопутствующие явления мобилизма вообще не могут проявляться. Близость вулканических ареалов к этому рубежу определяет специфику сейсмичности, массовость вулканических излияний и отчасти петрохимический облик пород. В главе V будет показано, что не случайно мезозойский магматизм, приуроченный к эпохе «уникальной в истории Земли фрагментации континентов» [133], характеризуется обильными излияниями высокотемпературных базальтов.

Структура девятого фактора проста, и интерпретация его не вызывает сомнений. С высокими нагрузками сюда входят почти одни петрохимические параметры. По всей вероятности, фактор отражает в чистом виде влияние изменений глубины выплавления магмы, точнее, той части вариации глубины, которая коррелирована только с расстоянием по вертикали от вулканического аппарата до сейсмофокальной плоскости. Чем больше это расстояние ($+0,3 z_{\phi}$), тем при прочих равных условиях в расплаве выше концентрация тугоплавких компонентов ($+0,3 \text{ CaO}$) и ниже концентрация легкоплавких [$-0,6 \text{ Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}); -0,3 \text{ Na}_2\text{O}$]. Изменение глубины отделения мантийных выплавов в связи с эволюцией островных дуг, положением геоизотерм, режимом субдукции учтено в других ранее рассмотренных факторах.

В факторный анализ, главным образом по техническим причинам, была включена лишь третья часть исходных петрохимических характеристик пород. В связи с этим представляется целесообразным дополнить его рассмотрением спектра корреляционных связей состава базальтов, андезитов и дацитов с проинтерпретированными факторами (часть этих связей, относящихся преимущественно к базальтам, уже фигурировала в виде факторных нагрузок на соответствующие переменные). Полный спектр связей дает возможность выявить систематические различия в разных аспектах между одноименными компонентами перечисленных пород. С учетом неодинаковых условий выплавления базальтов, андезитов и дацитов, и в первую очередь, очевидно, их разной глубинности, позволено допустить, что таким путем мы в какой-то мере оценим относительную эффективность проявления факторов в коре и мантии.

Анализ интересующих нас связей (табл. 29) выявляет множество любопытных закономерностей. Прежде всего отметим реальность влияния типа пород на соотношение связей; следовательно, интенсивность проявлений факторов неодинакова на разных глубинах. Вместе с тем очевидно, что влияние энергетической и пространственной сопряженности магматических очагов явно доминирует, что выражается в отчетливой унификации связей разнотипных пород. Наиболее заметно эффект глубины просвечивает в связях первого, второго и седьмого факторов. В частности, по количеству значимых связей с седьмым

ТАБЛИЦА 29

Корреляция петрохимических характеристик вулканитов с факторами

Характеристики	Породы	Факторы								
		F_1	F_2	F_3	F_4	F_5	F_6	F_7	F_8	F_9
Al_2O_3	Дацинты	→	←	•	←	←	←	•	•	•
	Андезиты	•	←	•	←	←	←	←	•	←
	Базальты	←	←	•	←	•	←	←	←	←
TiO_2	Дацинты	•	•	•	→	•	•	•	•	•
	Андезиты	→	•	•	•	←	→	←	•	→
	Базальты	→	•	←	→	←	→	•	→	•
Fe	Дацинты	←	•	←	→	→	→	→	•	←
	Андезиты	←	←	←	→	→	→	→	•	•
	Базальты	←	←	←	→	→	→	•	•	•
Fe_2O_3/Fe	Дацинты	→	•	→	←	←	←	→	→	←
	Андезиты	→	•	→	←	←	←	→	•	←
	Базальты	→	→	→	←	←	←	→	•	←
$Fe/(Fe+Mg)$	Дацинты	←	•	→	•	•	→	→	•	←
	Андезиты	←	•	→	•	•	→	→	•	←
	Базальты	←	•	→	•	•	→	•	•	←
CaO	Дацинты	←	•	←	→	→	←	•	•	→
	Андезиты	←	←	←	•	→	←	→	•	→
	Базальты	←	•	←	•	→	←	→	←	→
Na_2O	Дацинты	→	→	•	•	•	•	•	•	←
	Андезиты	→	→	→	•	←	→	•	•	←
	Базальты	→	→	→	•	←	→	•	•	←
K_2O	Дацинты	→	→	→	←	←	→	→	•	←
	Андезиты	→	→	→	←	←	→	→	→	←
	Базальты	→	←	→	←	←	→	→	→	•

Примечание. Длина стрелки соответствует модулю общего парного коэффициента корреляции ($>0,4$; $0,4-0,2$; $0,2-0,1$), направление — знаку (вправо — плюс, влево — минус); точка показывает отсутствие значимой связи.

фактором несколько выделяются андезиты. Это дает основание подозревать, что наиболее интенсивное латеральное перераспределение расплавов, определяемое этим фактором, чаще реализуется на «андезитовом» уровне.

Обращают на себя внимание многочисленные признаки неодинаковой петрогенетической роли натрия и калия, и в частности не вполне согласованное поведение их в разноглубинных образованиях. Напомним, что с общетеоретических позиций этот эффект прогнозировался В. В. Щербиной [105] и некоторыми другими исследователями. Интерес представляют однотипные тенденции поведения алюминия на «базальтовом» и «дацитовом» уровнях, что хорошо согласуется с данными экспериментальной петрологии [59]. Рассматриваемая таблица дает ясное представление о неравноценности петрохимических характеристик. Малой информативностью обладают содержания натрия и кальция в дацитах и особенно титана в андезитах и дацитах. Таблица, таким образом, позволяет в какой-то мере апостериори оценить потери информации при отборе для факторного анализа части исходных характеристик.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ВКЛАДОВ ПРОИНТЕРПРЕТИРОВАННЫХ ФАКТОРОВ В ИЗМЕНЧИВОСТЬ ИСХОДНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОСТРОВНЫХ ДУГ

В соответствии с исходной моделью факторного анализа можно получить регрессионное соотношение между значениями главных компонент и исходных переменных и представить последние в виде алгебраической суммы вкладов каждого из учтенных факторов. Иными словами, имеется возможность получить разложение переменных по типу разложения Карунена — Лозва (рис. 18, 19). На рис. 18 показана роль каждого из девяти проинтерпретированных факторов в создании индивидуального петрохимического облика вулканического ареала, приведены их алгебраические суммы $\sum_{i=1}^9 F_i$, а также реально наблюдаемые отклонения значений исходных переменных от среднего по всей изучаемой совокупности $X - \bar{X}$. Как видим, почти во всех случаях получены вполне удовлетворительные приближения ($\sum_{i=1}^9 F_i \approx X - \bar{X}$), это означает, что девять факторов с достаточной полнотой описывают изменчивость исходной системы, включающей 38 переменных.

Верхний ряд разложений иллюстрирует качественно близкий характер вкладов одноименных факторов в колебания концентрации железа в базальтах и дацитах. Отчетливо видно многообразие путей для петрохимической конвергентности вулканических пород. Так, среднее содержание железа (в пересчете на FeO) в базальтах вулканических центров Асо и Ключевской Сопки практически одно и то же — 10,1%. Эта итоговая цифра, однако, составлена из существенно разных вкладов. Не менее отчетливо прослеживается направленное изменение вкладов в определенным образом ранжированных объектах. Так, при переходе от вулкана Тофуа на дуге Тонга к вулканам Тронадор в Андах и Маунт-Худ в Каскадных горах закономерно меняются вклады первого, «эволюционного», фактора: они убывают для Fe и обнаруживают противоположную тенденцию для Fe_2O_3/Fe и Na_2O . Обращает на себя внимание полярность вкла-

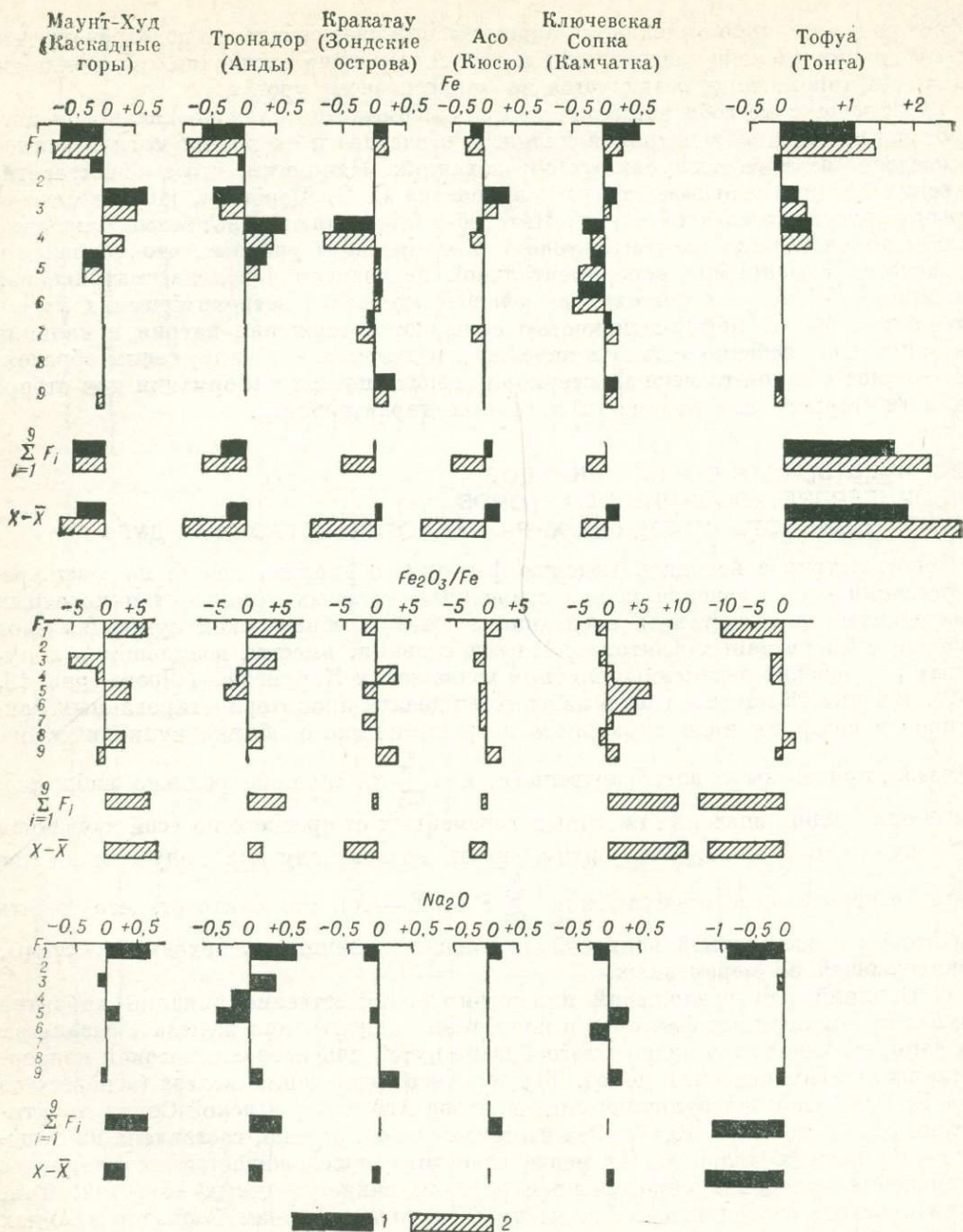


Рис. 18. Разложение по первому — девятому факторам отклонений от средних значений петрохимических характеристик пород из некоторых вулканических ареалов Тихоокеанского кольца.

1 — базальты; 2 — дациты.

Вклады факторов даны в единицах исходной переменной.

дов третьего фактора в изменчивость каждой из трех рассматриваемых переменных для вулканов Маунт-Худ и Тронадор, что как раз и отражает влияние ревивации Анд, отличающей этот регион от Каскадных гор.

В разложении по вкладам учитываемых факторов для переменных $\lg \tau$, α и $q/q_{ж}$ (см. рис. 19) почти во всех случаях алгебраическая сумма вкладов приблизительно совпадает с реально измеренным отклонением от среднего. Разложения для $\lg \tau$ наглядно показывают, что возраст или, точнее, зрелость вулканотектонических структур (первый фактор) оказывает не очень сильное влияние на интенсивность вулканической деятельности; гораздо внушительнее вклады второго фактора. Это означает, что слабый глубинный (подастеносферный) разогрев мантии в пределах Кюсю и Алеут и гораздо более сильный в районе Новой Гвинеи и Южных Сандвичевых островов в основном и определяет наблюдаемые разительные различия в вулканической активности этих регионов. Иначе говоря, литосферные плиты в районе Новой Гвинеи и Южных Сандвичевых островов погружаются в достаточно размягченную мантию и потому не создают значительного избыточного давления в астеносферном слое. В основном по этой причине средние интервалы между циклами вулканических извержений на Алеутах и Кюсю меньше, чем в Новой Гвинеи и на Южных Сандвичевых островах.

Разложение для параметра α наглядно иллюстрирует зависимость угла наклона сейсмофокальной плоскости одновременно буквально от всех девяти факторов, вклады которых соизмеримы между собой. Разложение для $q/q_{ж}$ демонстрирует, напротив, явную неравноценность вкладов разных факторов в изменчивость этого отношения. Как и следовало ожидать, определяющими оказались первые три фактора: эволюция, глубинный разогрев мантии и ревивация регионов. Тектонически зрелая Суматра, не обнаруживающая признаков ревивации, отличается умеренным латеральным градиентом теплового потока, т. е. низким значением $q/q_{ж}$. Новая Британия, по всем этим признакам являющаяся противоположностью Суматре, напротив, характеризуется высоким отношением $q/q_{ж}$.

Таким образом, принятая методика изображения результатов изменчивости изучаемых систем позволяет в наглядной форме оценить (в рамках содержательной интерпретации факторов) природу данного конкретного значения каждой переменной на каждом учебном объекте. Это важно не только для лучшего понимания условий формирования всего разнообразия геологических объектов, но и, возможно, для решения некоторых прикладных задач. Не исключено, в частности, что для прогнозирования месторождений полезных ископаемых, генетически (парагенетически) связанных с вулканитами островных дуг, более ценными (информативными) окажутся не суммативные характеристики объектов, а те или иные их причинно обусловленные составляющие.

* * *

Резюмируя изложенное в данной главе, отметим следующее. Изучение сопряженных вариаций большого числа разнотипных характеристик островных дуг и родственных им структур позволяет с новых позиций подойти к оценке роли известных петрогенетических концепций. Дополнительную поддержку получает, в частности, представление о связи магмогенерирующих систем со слоем повышенной пластичности на глубинах 200—350 км. Подтверждается

определяющая роль pT -условий в продуцировании разнообразия исходных мантийных выплавов.

Вместе с тем приходится признать, что значение некоторых частных схем в ряду традиционных петрогенетических построений явно переоценивается. Сюда, в частности, относятся:

а) дифференциация базальтоидной магмы; сериальная петрохимическая общность базальтов, андезитов и дацитов определяется не их «кровным родством», а коррелированностью энергетических условий на разных глубинных уровнях, обоснование чего можно найти в работах А. Ф. Белоусова [8 и др.];

б) возрастание глубины выплавления магмы параллельно с погружением сейсмофокальной плоскости; в зависимости от динамического и термического режима в астеносфере зона эффективного магмообразования далеко не всегда погружается в направлении падения сейсмофокальной плоскости; на некоторых участках поперечного сечения астеносферы вероятны ее раздувы и сохранение субгоризонтального положения нижней границы;

в) первичная (догеологическая) латеральная неоднородность мантии; значительный вклад в формирование термической и плотностной неоднородности мантии вносит процесс субдукции; характер этой неоднородности, так же как и состав вулканических излияний, определяется динамическими параметрами этого процесса;

г) подъем магмы к дневной поверхности под влиянием сил плавучести; как интенсивность, так и экстенсивность вулканической деятельности контролируется в первую очередь тектоническими силами — давлением, создаваемым в процессе погружения литосферной плиты; при фиксированном объеме поступающего (в единицу времени) материала плотность расположения вулканов на дуге и средний интервал между эруптивными циклами зависят от пропускной способности астеносферы и пластичности (проницаемости) подастеносферного субстрата.

Проведенный анализ позволяет не только с большей или меньшей уверенностью отдавать предпочтение тем или иным из числа конкурирующих петрогенетических моделей, но в некоторых случаях, если и не предлагать нечто новое, то во всяком случае с достаточным основанием говорить о малопопулярных ныне, не поддававшихся эмпирической проверке гипотезах. Особое значение в этом плане мы придаем установленному:

а) зависимости химизма вулканических излияний от динамических (кинематических) параметров литосферных плит;

б) широких латеральных перемещений расплава в пределах астеносферного слоя, перераспределений его в соответствии с градиентом давления, возможности питания вулканов за счет «внешних» источников расплава и ограниченности в связи с этим модельных построений, опирающихся на представление о локальных изолированных эволюционирующих магматических очагах;

в) формирования поперечной зональности островных дуг в результате совокупного влияния одновременно протекающих процессов: эволюции состава протовыплавов и латерального их перемещения.

В заключение отметим, что весь фактический материал хорошо согласуется с общей схемой процесса субдукции литосферных плит. Выполненный нами анализ можно рассматривать как детализацию этой схемы. Существенно, что при ограниченном числе учитываемых параметров процесса субдукции удается обеспечить внутреннюю непротиворечивость петрогенетических конструкций.

ГЛАВА IV
ПЕТРОГЕНЕЗИС
И ИЗОСТАЗИЯ

АПРИОРИ
ВОЗМОЖНЫЕ
СООТНОШЕНИЯ

Изостатическая уравновешенность литосферы в целом и крупных ее фрагментов создают ситуацию, при которой геологи обычно имеют возможность наблюдать лишь конечный результат перемещения глубинных масс. По этой причине вопросы интерпретации изостатических аномалий $\Delta g_{из}$ разрабатывались преимущественно в связи с решением проблем тектоники и особенно неотектоники [6, 227]. При этом исследователи, отмечая сложные сочетания связей, обычно лишь выявляли и конкретизировали очевидные связи вертикальных перемещений крупных блоков земной коры с изостатическими аномалиями того или иного знака. Понятно, что характер нарушения гравитационного равновесия может оказаться существенно неодинаковым при анализе этого явления в разных масштабах. Соответственно разными оказываются и ресурсы, идущие на восстановление равновесия; петрологические эффекты, по всей видимости, также могут быть не вполне одинаковыми.

Материал по составу вулканических излияний и гравиметрии Тихоокеанского кольца позволяет проанализировать взаимосвязи петрогенезиса и изостазии на региональном уровне. При этом следует учитывать, что «горячие края континентов» выделяются особенно значительными изостатическими аномалиями [5, 6, 55, 190]. Известные теоретические построения, касающиеся соотношения изостазии и вулканизма, носят весьма общий характер [209 и др.]. Опираясь на них, однако, можно считать, что центры масс, отвечающие наиболее сильным изостатическим аномалиям, располагаются на глубинах

до нескольких сотен километров. Часто центры масс тяготеют к пластичному слою верхней мантии. Аналогичный диапазон глубин типичен для очагов землетрясений, что дает основание все эти явления так или иначе связывать с процессом выплавления базальтоидной магмы и перемещением мантийных масс в ходе субдукции.

К числу слабо изученных относится вопрос о механизме нарушения гравитационного равновесия и особенно о путях его восстановления. Много неясного в характере связи изостатических явлений с вулканической активностью. Обычно геологи констатируют только отчетливо выраженную пространственную и временную сопряженность массовых выбросов кислой пирокластики с полным или частичным восстановлением гравитационного равновесия [106 и др.].

Априори можно представить несколько схем соотношений между характеристиками вулканических объектов (в частности, составом изливающихся лав) и степенью уравниваемости масс, выражаемой в изостатических аномалиях.

1. Изостатические аномалии отражают физическое состояние вещества на больших глубинах, в то время как петрологические признаки избытка или недостатка масс фиксируют локальную ситуацию в зоне вулкана. В этом случае, естественно, нельзя ожидать четко выраженной связи гравитационных аномалий в изостатической редукции с характеристиками состава изверженных пород.

2. Состав вулканических излияний и изостатические аномалии (как и аномалии силы тяжести в других редукциях) отражают избыток — недостаток глубинных масс. При этом изостатическая компенсация реализуется без участия петрогенетических процессов (возможно, на иных глубинных уровнях либо за счет иных ресурсов). В этом случае должна наблюдаться общая согласованность вариаций петрологических и геофизических индикаторов аномальных масс.

3. Изостатические аномалии свидетельствуют только о результирующем отклонении от равновесия. Компенсация осуществляется в процессе петрогенезиса. При этом петрологические и геофизические индикаторы аномальных масс должны быть связаны отрицательной корреляцией.

4. Петрогенетические процессы прямо или косвенно участвуют как в нарушении изостатического равновесия, так и в его восстановлении (комбинация соотношений, указанных в пунктах 2 и 3). В этом случае может наблюдаться двойственная связь между петрологическими и геофизическими характеристиками либо слабая связь одного знака.

5. Комбинация соотношений, перечисленных в пунктах 2, 3 и частично 1: на составе вулканических излияний отражается как совокупность глубинных, подкоровых, процессов, так и ситуация в зоне вулкана. Корреляционные связи между геофизическими и петрологическими характеристиками масс в этом случае будут отличаться особо сложной структурой.

Для эмпирической проверки соответствия рассмотренных схем геологической реальности требуется изучить сопряженные вариации разнообразных индикаторов аномальных масс и pT -условий на глубинах магмообразования. С учетом петрологической и гравиметрической изученности Тихоокеанского кольца для решения интересующей нас задачи целесообразно ограничиться данными по пяти регионам: Тонга — Кермадек — Марианы, Япония, Зондские острова, Новая Зеландия, Каскадные горы Северной Америки. Эти регионы

существенно различаются по характеру вулканизма, сейсмичности, термического режима и гравитационных полей, что, как отмечалось выше, дает основание многим геологам видеть в них реализацию разных стадий эволюции вулcano-тектонических структур.

СПЕКТР ЭМПИРИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ

В качестве петрохимических индикаторов аномальных масс и pT -условий в зоне магмообразования использовались следующие параметры: среднее содержание кремнезема $\overline{\text{SiO}}_2$, отклонение от преобладающего типа Δ , содержание железа в базальтах, андезитах и дацитах, осредненное по каждому вулканическому ареалу, железистость перечисленных типов пород. Гравиметрические карты для указанных регионов в большинстве случаев позволили оценить изостатические аномалии с погрешностью 10—20 мгал. Известно, что изостатические аномалии, вычисленные для одного и того же региона при учете различных схем реализации равновесия, различаются несущественно [5, 229]. В связи с этим представлялось оправданным совместно анализировать данные по разным регионам, учитывая, в частности, и классические результаты Ф. Венинга Мейнеса по Индонезии, и фундаментальную сводку Г. П. Вулларда, включающую сведения по Каскадным горам. В основном изостатические аномалии вычислены по схеме Эйри ($H = 30$ км).

Анализ общих парных коэффициентов корреляции между учитываемыми переменными (табл. 30) показывает следующее. Между Δ и $\overline{\text{SiO}}_2$ наблюдается сильная отрицательная корреляция. Это означает, что вариации среднего состава вулкаников зависят в первую очередь от соотношения объемов базальтов и андезитов и в меньшей мере от изменения доли андезитов в пределах ареалов. Положительная корреляция содержания железа, равно как и железистости, во всех типах пород отражает обычную сопряженную вариацию химизма в генетически (парагенетически) связанных сериях. Существенно, что железо во всех типах пород обнаруживает наиболее сильную связь с железистостью только базальтов. Это может свидетельствовать о некотором различии причин, определяющих поведение магния в базальтах, с одной стороны, в андезитах и дацитах — с другой.

Амплитуда изостатической аномалии не зависит ни от Δ , ни от $\overline{\text{SiO}}_2$. Иначе говоря, локальные (в зоне вулкана) вариации масс не фиксируются генерализованными изостатическими аномалиями. Положительная связь наблюдается между $\Delta g_{\text{из}}$ и содержанием железа во всех типах пород, а также железистостью базальтов. Это служит определенным подтверждением глубинного (подкорового) расположения центров аномальных масс. Более того, можно прийти к выводу, что петрогенетические процессы и нарушение гравитационного равновесия так или иначе связаны друг с другом. Не исключено, что локальное увеличение количества кислых пород компенсируется повышенной базификацией более глубоких горизонтов коры.

Дополнительную ценную информацию доставляет факторный анализ — R -модификация метода главных компонент (табл. 31); переменная $\overline{\text{SiO}}_2$ исключена из рассмотрения, так как она в значительной мере дублирует Δ . Как видим, изостатическая аномалия сложным образом связана с петрохимическими

ТАБЛИЦА 30

Общие парные коэффициенты корреляции между петрохимическими и геофизическими индикаторами аномальных масс

Переменные		Δ	$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$			Fe			$\Delta g_{\text{из}}$
			Дацинты	Андезиты	Базальты	Дацинты	Андезиты	Базальты	
$\overline{\text{SiO}_2}$		-0,91	+0,24						
$\Delta g_{\text{из}}$					+0,40	+0,48	+0,38	+0,35	
Fe	Базальты		+0,23	+0,23	+0,47	+0,51	+0,64		
	Андезиты		+0,33	+0,36	+0,40	+0,68			
	Дацинты		+0,30	+0,37	+0,64				
$\frac{\text{Fe}}{(\text{Fe}+\text{Mg})}$	Базальты		+0,58	+0,55					
	Андезиты		+0,79						

Значения $|r| < 0,22$ (90%-ная зона значимости) в таблице не указаны.

ТАБЛИЦА 31

Результаты факторного анализа индикаторов аномальных масс

Фактор	Вес, %	$\Delta g_{\text{из}}$	Δ	Fe			$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$			Интерпретация
				Базальты	Андезиты	Дацинты	Базальты	Андезиты	Дацинты	
F_1	45	+		++	++	++	++	++	++	Интенсивность процесса субдукции Базификация земной коры Положение геоиотерм Компенсационные перемещения подкорковых масс
F_2	19		+	+	+	+		-	--	
F_3	13	+	--							
F_4	9	+		-						

Примечание. Знаки «+» и «-» соответствуют факторным нагрузкам a , у которых $0,3 \leq |a| < 0,6$; знаки «++» и «--» - $|a| \geq 0,6$.

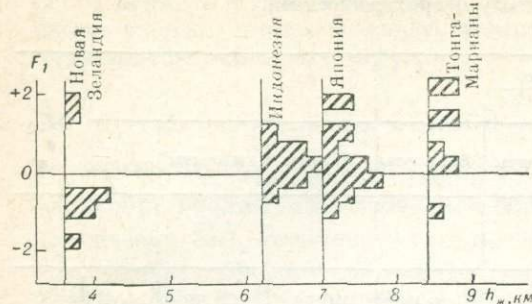


Рис. 20. Соотношение избытка мантийных масс (фиксируемого петрохимическими и гравиметрическими индикаторами) и глубины примыкающего к вулканическим ареалам желоба.



Рис. 21. Положение разных сегментов Тихоокеанского кольца в координатах первый фактор — концентрация натрия в базальтах (90%-ные доверительные эллипсы).

параметрами: со значимыми нагрузками она входит в три из первых четырех главных компонент. Первый фактор отражает ведущую тенденцию в изменчивости системы (45% суммарной дисперсии), которую можно усмотреть и в матрице общих парных коэффициентов корреляции. Изостатическая аномалия в этом факторе никак не связана с относительной распространенностью базальтов и андезитов в зоне вулкана и вместе с тем довольно жестко коррелируется с содержанием железа и железистостью всех типов пород.

Примечательно распределение фактора в рассматриваемых регионах. Наиболее высокие его значения установлены для вулканических ареалов в дугах Тонга, Кермадек и Марианской (в последней несколько ниже). Далее в порядке убывания преобладающих значений фактора следуют Зондские острова, Япония, Новая Зеландия и, наконец, Каскадные горы. Не без основания считается, что этот ряд соответствует последовательным стадиям эволюции островных дуг. Как было показано ранее, в подобных рядах наблюдается закономерное изменение сейсмичности. Интенсивное выделение энергии на глубинах 400—500 км постепенно сменяется мелкофокусными землетрясениями. Одновременно меняется распределение и ориентировка упругих напряжений в сейсмофокальных плоскостях: значительные сжимающие напряжения на больших глубинах ослабевают и даже уступают место тенденциям расширения в верхней части литосферы (100—200 км). Понятно, что при высоких сжимающих напряжениях может происходить некоторое уплотнение вещества, главным образом в результате фазовых переходов [199], что в свою очередь способствует возрастанию гравитационной неуравновешенности литосферы. Параллельно с эволюцией сейсмичности меняется морфология вулкано-тектонических структур. В частности, уменьшается максимальная глубина желоба вплоть до полного его исчезновения (рис. 20). Столь же закономерно изменяется химический состав вулканических излияний. Лавы становятся в целом менее ферричными и более щелочными. Отчетливо проявляется региональное обособление вулканических ареалов по соотношению концентрации натрия в базальтах и значений первого фактора (рис. 21).

Вся совокупность взаимосвязанных явлений находит естественное объяснение, если предположить, что разным стадиям развития островных дуг отвечает в среднем разная интенсивность процесса субдукции. Весьма значительная на ранней стадии, она обычно ослабевает в зрелых вулcano-тектонических структурах. Изменение скорости погружения в мантию океанической плиты непосредственно сказывается на количестве выдавливаемого в зону магмообразования относительно более плотного, обогащенного железом слабо дифференцированного материала, присутствие которого фиксируется и в изостатических аномалиях и в составе вулканических излияний. Этот процесс сопровождается также перераспределением давления в пределах астеносферы. Дополнительное давление, проявляющееся в сжимающих сейсмических напряжениях, способствует выплав лению наименее тугоплавкого компонента, т. е. обогащенного железом базальта. Весьма вероятно, что в данном случае мы отмечаем суммарный эффект подъема тяжелых глубинных масс и изменения pT -условий в зоне магмообразования. В пользу такой интерпретации свидетельствует также распределение первого фактора в пределах Японских островов. Высокие значения фактора тяготеют к наиболее активным вулcano-тектоническим структурам.

Второй фактор, не связанный с изостатическими явлениями, включает с умеренно высокими нагрузками характеристики состава и распространенности пород. Существенно при этом, что параметры Δ и Fe, с одной стороны, и $Fe/(Fe + Mg)$ — с другой, входят в фактор с противоположными знаками, а абсолютное значение нагрузок при $Fe/(Fe + Mg)$ отчетливо возрастает от базальтов к дацитам. Фактор может быть проинтерпретирован как влияние степени фемичности земной коры. В частности, вулканическим ареалам, образующим главную дугу Каскадных гор (Джефферсон, Крейтер-Лейк), отвечают близкие к нулю или небольшие положительные значения второго фактора. В то же время ареалы, удаленные в тыловую область (Ньюберри), выделяются сильными отрицательными его значениями, а расположенные ближе к океану (Стейтон) — большими положительными (рис. 22). На закономерные различия состава излияний названных групп вулканов в зоне перехода от океана к континенту ранее обращал внимание Т. П. Тейер. Столь же отчетливое зональное распределение значений этого фактора устанавливается в пределах Японии, Зондских островов и других регионов.

Дополнительным свидетельством допустимости подобной интерпретации фактора служит коррелированность его осредненных значений с гравитационными аномалиями в редукции Буге при отсутствии отчетливой связи с мощностью земной коры (рис. 23). Хорошо согласуется с истолкованием фактора и поведение петрохимических индикаторов Fe и $Fe/(Fe + Mg)$. Повышенная фемичность литосферы, и в частности земной коры, контаминация ее продуктами базальтоидной магмы при прочих равных условиях ведет к снижению относительной роли кислых вулканических излияний, которые при этом оказываются обогащенными фемическими компонентами — железом и магнием. Понятно, что влияние контаминации при внутрикоровом магмообразовании особенно ощутимо сказывается на составе более кислых пород, в которых нормальный фон фемических компонентов низкий. Поэтому факторные нагрузки на железистость заметно растут по мере увеличения кислотности пород. Понятно также, что добавка к кислой магме железа и магния в соотношении, типичном для магмы

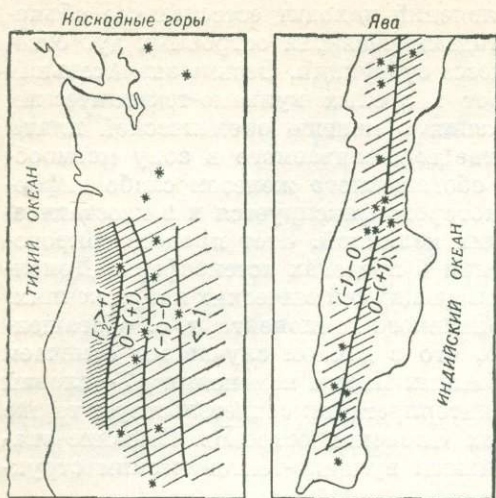


Рис. 22. Зональное изменение фемичности земной коры.

Звездочками показаны центры вулканических излияний.

к зрелой орогенной стадии. При этом в составе лав значительно возрастает роль вещества земной коры, нижние горизонты которой частично вовлекаются в процесс плавления. Кроме того, подъем геозотерм означает также термическое разуплотнение мантийных и коровых масс, что, очевидно, может непосредственно отражаться на гравитационном поле, а именно уменьшать положительные аномалии $\Delta g_{из}$.

Таким образом, третий фактор, определяющий компенсационные тенденции, можно интерпретировать как влияние положения геозотерм. На ранних стадиях развития островных дуг, при низком положении геозотерм, как известно, преобладает андезит-базальтовый и базальтовый вулканизм, чему сопутствует умеренное нарушение гравитационного равновесия. Продолжающееся поглощение океанической плиты ведет к возрастанию изостатической неуравновешенности литосферы, повышению уровня геозотерм и увеличению доли кислых излияний. На завершающей стадии тектоно-магматического цикла, отвечающей отмиранию данной зоны субдукции, происходит восстановление изостатического равновесия, понижение уровня геозотерм и возобновление преимущественно андезит-базальтовых излияний.

Перечисленная совокупность взаимосвязанных событий отражается на рассматриваемых характеристиках таким образом, что обеспечивает сходство регионов, находящихся в начале и конце тектоно-магматического цикла. Это означает, что при условии корректности предложенной интерпретации третьего фактора его повышенные положительные значения должны преобладать в ареалах островов Тонга, Кермадек, Марианы, отчасти Индонезии, а также в Каскадных горах; отрицательные — в ареалах Японии и Новой Зеландии. Именно такой характер распределения фактора наблюдается в действительности (рис. 24).

основного состава, приводит к появлению более железистых дацитов. Этим и объясняется парадоксальное, на первый взгляд, повышение концентрации железа в кислых вулканитах при одновременном снижении их железистости.

В третий фактор с существенными нагрузками входят лишь две переменные: $\Delta g_{из}$ и Δ . Учитывая соотношение знаков факторных нагрузок, можно предположить, что относительное увеличение распространенности кислых вулканитов является признаком процесса авторегулировки — относительного сокращения поступления избыточных масс в тех районах, где имеются положительные изостатические аномалии. Подобная точка зрения неоднократно высказывалась и раньше [106 и др.]. Непосредственной причиной — механизмом, обеспечивающим авторегулировку, является подъем геозотерм, сопутствующий переходу островных дуг

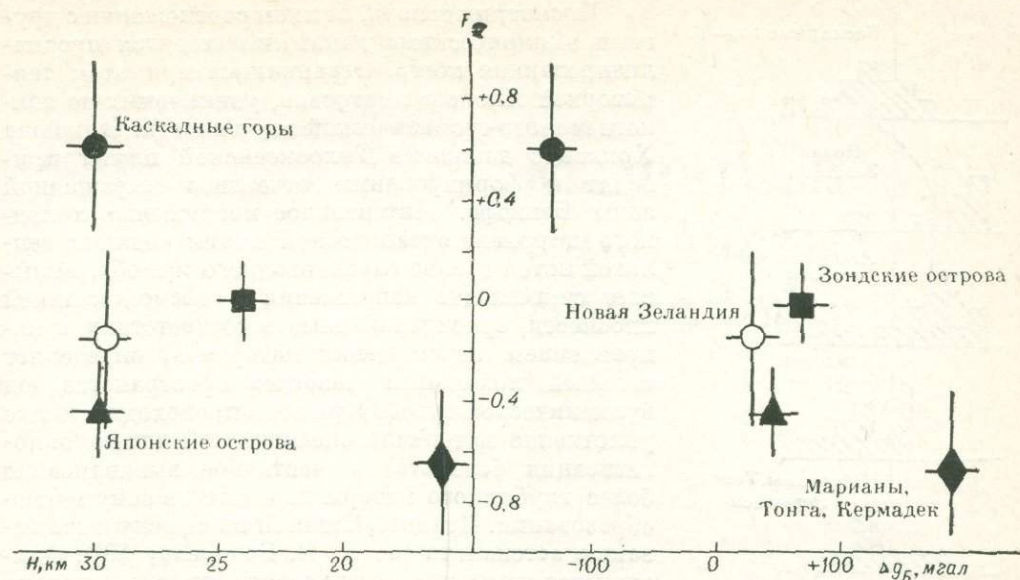


Рис. 23. Соотношение второго фактора с мощностью земной коры и аномалиями Буге.

Понятно, что распределение температур и соответственно значений третьего фактора в пределах региона может отражать специфику развития изолированных вулканических центров.

Структура четвертого фактора, так же как и третьего, чрезвычайно проста. Со значимыми нагрузками в него входят только изостатическая аномалия и содержание железа в базальтах. По соотношению знаков нагрузок четвертый фактор противоположен первому; его можно рассматривать как проявление компенсационных тенденций, которые осуществляются благодаря исключительно глубинным подкоровым перемещениям масс. Чем сильнее нарушено изостатическое равновесие, тем интенсивнее конвективное перемещение мантийного субстрата: растекание в пределах астеносферного слоя глубинного вещества, выдавливаемого погружающейся плитой, и мобилизация из смежных зон более легкого материала с меньшей концентрацией железа.

Значения четвертого фактора довольно прихотливо изменяются от одного вулканического ареала к другому, достигая крайних противоположных значений в пределах каждого из регионов. Это заставляет предполагать достаточно сложный характер конвективных подкоровых течений. Последнее заключение перекликается с мнением американских специалистов [110], изучавших базальтоидный вулканизм плато Колорадо. Опираясь на результаты детального радиологического опробования, они пришли к выводу, что только турбулентность в астеносферном слое могла породить выявленную ими весьма сложную пространственно-временную последовательность вулканических эпизодов.

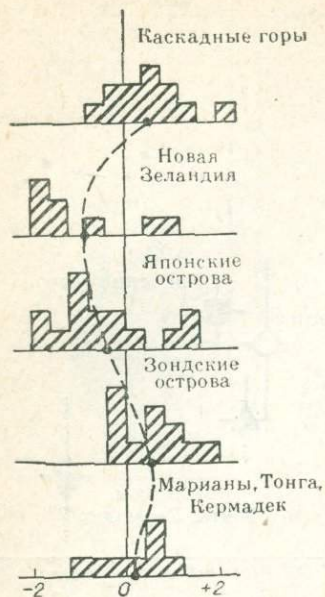


Рис. 24. Распределение третьего фактора по регионам.

Посмотрим теперь, в каком соотношении с другими эмпирическими данными находится проанализированная схема. Ограничимся при этом территорией Японских островов, уникальных по полноте геолого-геофизической изученности. В районе Хоккайдо движение Тихоокеанской плиты приводит к формированию отчетливо выраженной зоны Бенъофа. Интенсивное погружение холодного материала океанической плиты снижает тепловой поток в зоне глубоководного желоба, вызывает сжимающие напряжения в сейсмофокальной плоскости, ориентированные в соответствии с направлением перемещения материала, определяет сильный локальный разогрев пространства под вулканической дугой. При этом происходит также уплотнение материала океанической плиты (эклогитизация базальта) и частичное выдавливание более глубинного материала мантии в зону магмообразования. Процесс, близкий по смыслу к всплыванию астенолита (по В. В. Белоусову [9]), фиксируется изменениями градиента теплового потока и гравитационными аномалиями во всех редукциях. Разогрев вещества мантии приводит к магмообразованию, причем в составе излияющихся лав возрастает доля фемических компонентов.

Восстановление гравитационного равновесия достигается частичным растеканием избыточных масс в астеносфере, а также мобилизацией менее плотного вещества верхних частей мантии и низов коры. Эти компенсационные перемещения также фиксируются в составе вулканических излияний.

В районе Хонсю картина во многом напоминает предыдущую; в пределах же Кюсю мы наблюдаем более позднюю стадию процесса: зона Бенъофа здесь практически исчезла, вулканы Ундзен, Асо и другие уже выбросили кубические километры кислой пирокластики, движения коры минимальны, гравитационное равновесие восстановлено, петрохимия не регистрирует сколько-нибудь заметных перемещений мантийного вещества. Все активные процессы сместились на восток, поскольку очередная гирлянда вулканических островов — Идзу-Бонинская дуга, находящаяся в начальной стадии своего развития, заэкранировала и о. Кюсю и полностью авулканичный о. Сикоку.

* * *

Проведенный анализ позволяет сформулировать следующие основные выводы.

1. В петрогенетических процессах на островных дугах находят отражение явления, связанные как с нарушением изостатического равновесия, так и с его компенсацией.

2. Сопряженные вариации петрохимических и геофизических индикаторов аномальных масс находят естественное объяснение с учетом представлений о конвективном перемещении мантийного субстрата.

ЧАСТЬ
ВТОРАЯ

Магматизм
складчатых
областей

ГЛАВА V
ВУЛКАНИТЫ
ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ
ЗОН

ОБЪЕКТЫ
ИЗУЧЕНИЯ

Исследованием охвачены существенно базальтоидные ассоциации, которые обычно относят к собственно геосинклинальным или инициальным вулканическим образованиям. При попытках дать по возможности строгую формулировку критерия для определения принадлежности конкретных вулканических комплексов к названному классу магматических ассоциаций авторы столкнулись с серьезными трудностями. Эти трудности связаны прежде всего с неопределенностью и неформализованностью понятия геосинклиналь (эвгеосинклиналь). Как известно, вскоре после безмятежно отмеченного 100-летнего юбилея учения о геосинклиналях наступила пора всеобъемлющей ревизии теоретических основ геологической науки. Мы имеем в виду становление концепции новой глобальной тектоники. Связанный с этим пересмотр понятийной базы геологии самым серьезным образом коснулся и учения о геосинклиналях [35, 98]. Сохраняющаяся неопределенность таких терминов, как «геосинклиналь», «тектоно-магматический цикл», приводит к тому, что наиболее радикально настроенные геологи считают полезным вообще изъять из геологического лексикона эти и им подобные термины [132].

Весьма неопределенными оказываются и производные понятия: геосинклинальные вулканы, инициальный вулканизм и др. Среди петрологов и тектонистов равной популярностью пользуются самые разные представления о генезисе этих образований. Многие геологи считают их полигенными [136, 183]. Нет единодушия даже по отношению к таким основательно изученным объектам, как вулканические

комплексы Тродос (о. Кипр) и Вуринос (Балканский полуостров). Одни геологи считают их эталонными представителями офиолитовой ассоциации, сформировавшейся в океанических условиях, находят пространственно связанные с ними специфические «океанические плагииграниты» и т. д. Другие специалисты приводят не менее убедительные доводы в пользу островодужного происхождения этих ассоциаций. Трудности такого рода встают и перед петрологами, занимающимися формационным анализом. Накопленный к настоящему времени опыт показывает ненадежность (неоднозначность) структурно-тектонических признаков, нередко используемых в качестве основы при классификации магматических ассоциаций. Более приемлемы в этом плане характеристики состава входящих в ассоциацию пород, хотя и в этом случае не всегда удается полностью преодолеть их конвергентность. (В частности, такие характерные для эвгеосинклинальных разрезов породы, как спилиты, встречаются и среди заведомо орогенных толщ и даже вместе с траппами.) С учетом целей данной работы авторы были вынуждены отказаться от выделения объектов исследования исходя из их петрохимических особенностей еще и по другой причине. Дело в том, что всегда бывает нежелательной даже частичная фиксация априори тех признаков, изменчивость которых подлежит изучению.

Частным вариантом отмеченных трудностей нередко оказывается расчленение геосинклинальных и орогенных образований. Во многих хорошо изученных регионах встречаются вулканогенные толщи, по совокупности признаков занимающие в этом смысле промежуточное положение. Таковы, например, вулканогенные толщи ордовикского возраста в Алтае-Саянской складчатой области или неогеновые на Камчатке [78], которые с равным успехом трактуются геологами то как проявления самых поздних фаз геосинклинального вулканизма, то как наиболее ранние индикаторы орогенной стадии.

В такой ситуации при отборе объектов исследования авторы сознательно отвлекались от обычно противоречивых представлений генетического толка и отдавали предпочтение хорошо изученным классическим примерам геосинклинальных комплексов. При этом, как отмечалось во введении, принятая система обработки эмпирического материала гарантировала сохранение качественной определенности главных тенденций изменчивости химизма пород в случае частичной (незначительной) неоднородности выборки. При достаточно широком представительстве гетерогенных объектов в изучаемой совокупности оказывается возможным выделение дополнительных тенденций изменчивости с их последующей количественной оценкой.

Возрастной диапазон рассматриваемых вулканических комплексов поздний протерозой — кайнозой, что соответствует времени формирования каледонских, варисских, киммерийских и альпийских геосинклинальных структур. Современные вулканические образования в пределах островных дуг, охарактеризованные ранее, здесь не анализируются. Это позволяет в дальнейшем более объективно решать вопрос о современных аналогах эвгеосинклинальных вулканитов прошлого. В качестве элементарного объекта изучения и систематизации материала принят вулканический ареал — область распространения ассоциации разновозрастных пород, что отвечает площади развития той или иной свиты, толщи, серии, формации, комплекса и т. п. При заметной латеральной изменчивости состава ассоциации в качестве ареала выступает часть общей площади распространения синхронных образований. Размеры ареалов

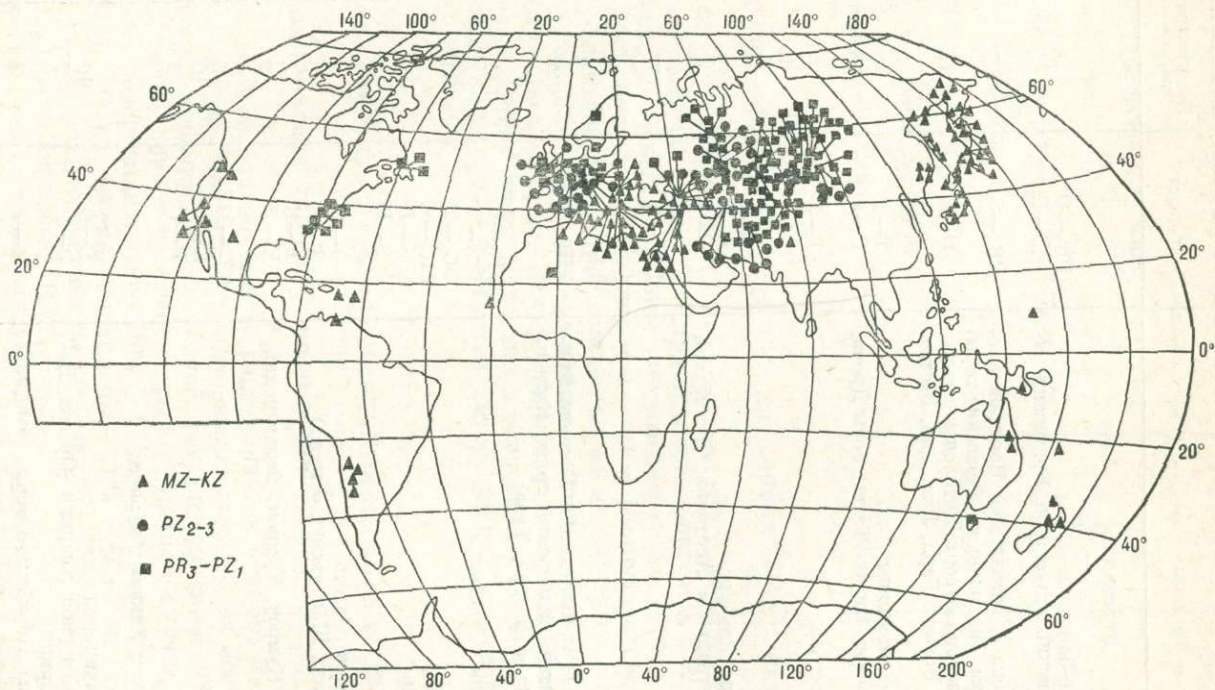


Рис. 25. Схема размещения геосинклинальных вулканических комплексов каледонских, варисских, киммерийских и альпийских складчатых областей,

Петрохимическая изученность проявлений геосинклинального вулканизма

Регионы	Возраст	Количество ареалов	Количество химических анализов
Евразия			
Северная и Северо-Западная Европа (Скандинавский полуостров, Британские острова, Бретань)	PR ₃ -O D-C	8 5	130 142
Центральная Европа (Центральный Чешский массив, Рудные горы, Баррандиец, Качавские горы)	PR ₃ -S	7	163
Центральная и Западная Европа (Каталонские горы, Сьерра-Морена, Вогезы, Гарц, Лан, Дил, Восточные Альпы)	D-P	13	531
Альпы и Северные Апеннины	T-P	9	116
Карпаты и Закарпатье (Низкие Татры, горы Дроча, Апусени)	P-J	8	175
Балканский полуостров	T-J	9	112
Кавказ	Є D	2 4	16 70
Кавказ, Крым	J-K	7	297
Закавказье, Талыш, Эльбурс	J-N	12	398
Малая Азия (Центральная Анатолия, Ликийский Тавр)	D-K	4	80
Урал	PR ₃ -S D-C	17 13	913 492
Казахстан	PR ₃ -S	30	466
Рудный Алтай	D-C	4	171
Алтае-Саянская область (Западный и Восточный Саяны, Горный Алтай, Салаирский кряж, Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Тува)	PR ₃ -O	35	1674
Северная Монголия	PR ₃ -O	2	24
Южная и Внутренняя Монголия	S-P	4	46
Гималаи	C ₃ -T	1	12
Северный Тянь-Шань	PR ₃ -Є	9	125
Южный Тянь-Шань	S-D	8	197
Султануиздаг	S-D	2	46
Гиссар	C	3	41
Корякско-Анадырская область	J-K	4	92
Приохотье (Тайгонос, Шантарские острова)	T-K	3	44
Сихотэ-Алинь	P-K	4	68
Камчатка (хребты Кумроч, Тумрок, Валагинский, о. Карагинский)	K-P	9	310
Сахалин	PZ ₃ -MZ	3	36
Курильские острова	K-N	10	425
Японские острова	P-P	8	154
Северная и Южная Америка			
Аппалачи и Ньюфаундленд	Є-O	10	183
Западные районы Северной Америки (Орегон, Вашингтон, Калифорния)	P-P	7	149
Острова и побережье Карибского моря	K-P	3	72
Чилийские Анды	K-P	4	46

Регионы	Возраст	Количество ареалов	Количество химических анализов
Австралия и Океания			
Тасмания	Є	1	10
Австралия	Т	2	16
Новая Зеландия, Новая Гвинея, Новая Каледония	Т—К	5	68
Яп	Р	1	10
Африка			
Тимеселарзин	PR ₃ —PZ ₁	1	9
Атлантический океан			
Острова Зеленого Мыса, Майо	J—K	1	10

колеблются от нескольких десятков до первых сотен квадратных километров.

Первичный геологический, петрохимический, геофизический и прочий материал использован для обобщенной характеристики 292 вулканических ареалов, распределенных по разным континентам весьма неравномерно (рис. 25). Последнее обстоятельство отражает различия в распространенности этих образований, но главным образом неодинаковую их изученность и доступность фактического материала. Наиболее полно освещенными оказываются материки Северного полушария, а среди них резко выделяются западная и центральная части Евразии. Общее число учтенных химических анализов, заимствованных из многочисленных, преимущественно литературных, источников, составляет около 8100 (табл. 32).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Распространенность главных типов пород

Рассмотрим ряд близких по смыслу характеристик вулканических комплексов в целом, каждая из которых отражает разные стороны их состава. Среди этих характеристик — оценки относительной распространенности главных петрохимических типов пород: ультраосновных (в данном случае меланократовых базальтоидов, содержащих менее 45% SiO₂), основных (45—55% SiO₂), средних (56—61% SiO₂), умеренно кислых (62—67% SiO₂) и кислых (≥68% SiO₂) [в данном случае без разделения на кислые (68—75% SiO₂) и ультракислые (>75% SiO₂) разновидности] (рис. 26).

Анализ графических данных убеждает прежде всего в том, что в составе рассматриваемых вулканических комплексов базальтоиды почти всегда играют доминирующую роль. Их меланократовые разновидности в том или ином количестве встречаются почти во всех регионах, однако повышенная их распростра-

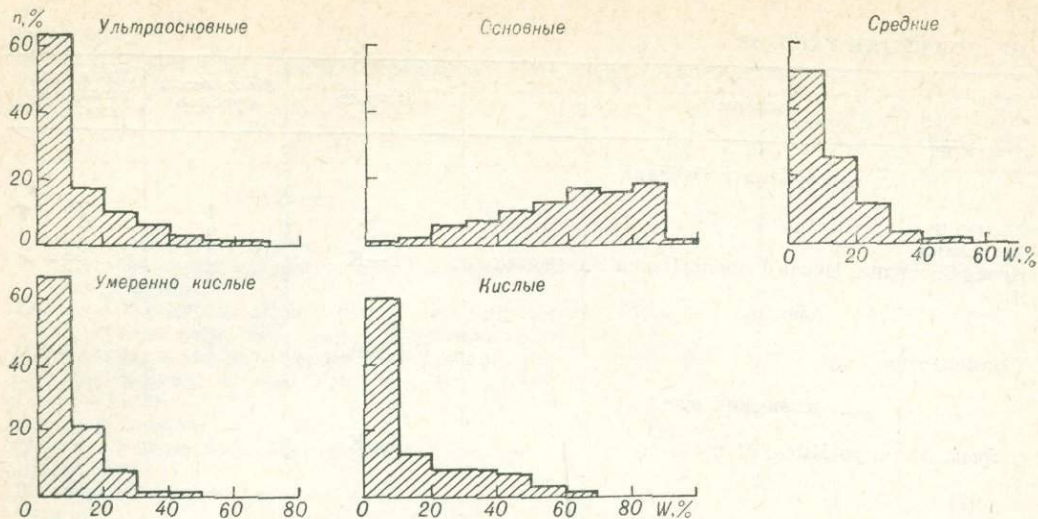


Рис. 26. Распространенность главных петрохимических типов пород в эвгеосинклинальных вулканических комплексах неогена.

ненность (>30%) — явление, если не исключительное, то достаточно редкое. Эти базальтоиды весьма характерны для каледонских складчатых областей, но встречаются преимущественно в наиболее ранних рифейских толщах. Примером могут служить вулканы п-ова Тайвалих в Шотландии, Катунского, Бийского, Мрасского, Центральносалаирского и других докембрийских выступов Алтае-Саянской области, курсайской свиты Северного Тянь-Шаня. Для раннепалеозойских вулканогенных толщ они не характерны. Исключение составляют лишь районы Центральной и Северо-Западной Европы (Баррандиен, Качавские горы, Уэлс и др.). Примечательно, что и среди варисских эвгеосинклиналей только европейские отличаются повышенной распространенностью меланократовых базальтоидов (Корнуолл, Девоншир, Лан, Дил, комплекс Елбингерёдер в Гарце, Келлервальд, Сартон-Орвиль на севере Франции и т. д.) (рис. 27).

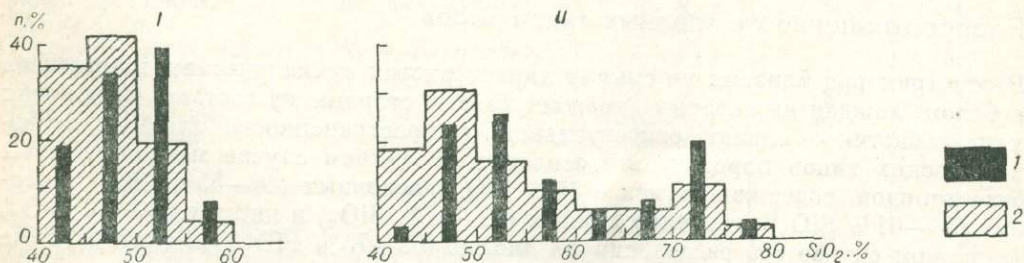


Рис. 27. Распределение варисских геосинклинальных вулканических комплексов по содержанию SiO_2 : 1 — Центральная Азия; 2 — Центральная и Западная Европа.

Комплексы: I — спилит-диабазовые (315 химических определений) и им подобные существенно базальтоидные (387), II — спилит-кератофировые (404) и им подобные контрастные и полно дифференцированные (662)

На причинах такого рода петрологической неоднородности Евразийского континента мы остановимся в дальнейшем.

В мезозойских складчатых областях, в отличие от палеозойских, меланократовые базальтоиды распространены почти повсеместно (Сьерра-дель-Кади в Каталонских Пиренеях, Верхняя Савойя во Французских Альпах, Спийска-Гемерские Рудногорье, чивчинская и тростенецкая толщи Карпат, хребты Тумрок и Валагинский на Камчатке, пояса Самбагава и Чичибу на о. Хонсю, францисканская серия в Восточной Калифорнии и др.).

Породы среднего состава постоянно играют резко подчиненную роль. Что же касается умеренно кислых и кислых разновидностей, то они имеют весьма неодинаковую распространенность и во временном разрезе и в латеральном направлении. Особенно широко они представлены в варисских складчатых областях центральной части Евразии.

Химический состав базальтоидов

Наглядное представление об особенностях химизма базитовой группы дают эмпирические распределения петрохимических характеристик пород (рис. 28). Анализ этих распределений позволяет отметить следующее.

$(\text{SiO}_2)_6$. Содержание кремнекислоты в рассматриваемых породах в большинстве случаев не выходит за пределы 47—52%, составляя в среднем 49,5%. Экстремально низкие значения $(\text{SiO}_2)_6$ свойственны тем вулканическим комплексам, в которых заметную роль играют меланократовые базальтоиды (разновозрастные образования Западной Европы и рифейские вулканы центральной области Евразии). Лейкократовые базальтоиды, содержащие в среднем 53—55% SiO_2 , типичны для варисских складчатых зон Урала, Казахстана, Алтая и Монголии. Параметр $(\text{SiO}_2)_6$ не обнаруживает сколько-нибудь заметной зависимости от возраста вулканических комплексов. Однако в рамках конкретных тектоно-магматических циклов с большей или меньшей отчетливостью проявляется тенденция возрастания кислотности базальтоидов в более поздних фазах вулканической деятельности. Эту тенденцию, вероятно, можно связывать с подъемом фронта магмообразования к концу геосинклинальной стадии развития регионов. Закономерная смена меланократовых базальтоидов более лейкократовыми в ходе тектоно-магматического цикла отмечалась неоднократно в разных регионах многими геологами. Можно назвать, в частности, исследования А. Ф. Белоусова [7] и его коллег.

Диапазон колебаний SiO_2 в породах базальтоидной группы [параметр $(\text{SiO}_2)_{\text{max-min}}$] достаточно широк: от 4—5 до 20—24%, что связано в первую очередь с изменениями относительной распространенности меланократовых базальтоидов в составе комплексов. Можно отметить также тенденцию возрастания дифференцированности базальтоидов в ряду спилит-диабазовые, спилит-кератофировые, базальт-андезит-дацитовые комплексы. Параметр $(\text{SiO}_2)_{\text{min}}$, так же как и предыдущий, очевидным образом связанный с распространенностью меланократовых базальтоидов, меняется от 33 до 51%, составляя в среднем 43,5%.

Все остальные гистограммы на рис. 28 в соответствии с принятой методикой построены по результатам осредненных содержаний и соотношений окислов петрогенных элементов при фиксированном содержании кремнекислоты в базальтоидах, равном 50%. При анализе гистограмм поэтому мы не будем касаться тривиальных вариаций химизма пород в зависимости от их кремнекислотности.

TiO_2 . Диапазон колебаний 0,2—3,0%; центр распределения 1,2%. Обращает на себя внимание тенденция роста дисперсии содержания этого окисла в более молодых образованиях. Для подавляющей массы рифейских и раннепалеозойских базальтоидов содержание TiO_2 не выходит за пределы 0,8—1,6%, лишь в единичных случаях достигая 2,0% и более (Редон и Эрку в Бретани). Почти то же самое можно сказать и о базальтоидах варисских складчатых областей, хотя среди них встречаются и высокотитанистые ($> 2,0\%$ TiO_2)

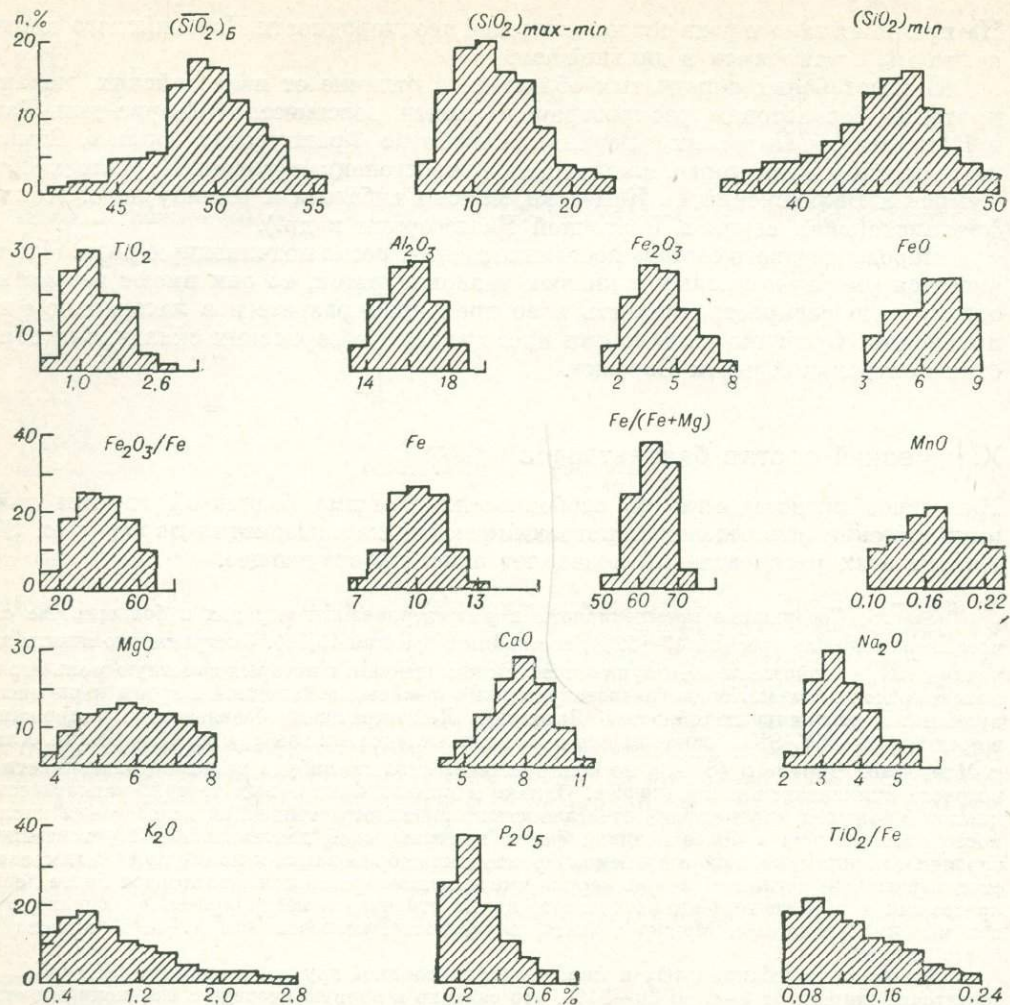


Рис. 28. Распределение петрохимических характеристик геосинклинальных базальтоидов неогена.

(Караванкен в Австрийских Альпах) и низкотитанистые ($< 0,6\%$ TiO_2) (семиродниковская, сосновская и кизелковская свиты Северного Кавказа, базальтоиды гор Тамдытау в Кызыл-куме).

В киммерийских и альпийских структурах в равной мере обычными оказываются породы и повышенной, и нормальной, и пониженной титанистости. Примером объектов с высокотитанистыми базальтоидами служат эвгеосинклинали Новой Зеландии, Центрального Сихотэ-Алиня, Прииртышская зона Рудного Алтая, зона Брусник-Липова в Карпатах, Юго-Восточный Граубюнден в Швейцарских Альпах. К низкотитанистым образованиям относятся позднемоловые и неогеновые базальтоиды хребтов Тумрок, Кумроч и Валагинский на Камчатке, Шикотана, Парамушира и ряда других островов Курильской дуги, залеская серия Гойтх и байосская порфириновая серия Северо-Западного Кавказа, юрские толщи

Боснии и Герцеговины, окрестностей Кокина Брода, Ябланицы, Прозора и ряда других районов Балканского полуострова.

Al_2O_3 . Пределы колебаний 13—19%, центр распределения 16%. «Нормальным» содержанием глинозема (15—17%) характеризуется подавляющее большинство позднедокембри-ских и раннепалеозойских базальтоидов Казахстана, Алтае-Саянской области, Урала, Аппалач и ряда других регионов. К редким исключениям относятся ордовикские вулкани-ты билтской серии Уэлса, а также сагской серии и майлиторской свиты Степнякского синклина-рия, в которых содержание Al_2O_3 достигает 18—19%. Столь же однородны в этом отноше-нии средне- и верхнепалеозойские толщи. Исключением могут считаться силурийские и де-вонские базальтоиды хребтов Улан и Джант-Джир в Южном Тянь-Шане, отличающиеся пониженным (до 13—14%) содержанием глинозема.

Как и при анализе распределения TiO_2 , выявляется несомненная повышенная диспер-сия концентрации Al_2O_3 в мезозойских и более молодых вулканитах. Высокоглиноземистые базальтоиды установлены в триасово-юрских и меловых толщах п-ова Тайгонос, немуй-канской свиты Удского прогиба, палеогеновых образованиях кроночковой серии Камчатки, Аджаро-Триалетии, Западного Айоцзора, Центрального Эльбурса, окрестностей Саи-Антонина в Альпах; низкоглиноземистые — в меловых базальтоидах пояса Папуа, зоны Камуикотан на Хоккайдо, хр. Тумрок на Камчатке, формации Абанико в Чилийских Андах, а также в пермских базальтоидах Сокорро в штате Нью-Мексико и ряде других мест.

Fe_2O_3 , FeO , Fe_2O_3/Fe . Обращает на себя внимание широкий разброс содержаний окислов железа. Хотя, как уже давно было подмечено Н. Сундиусом, двухвалентное железо в спилит-диабазовых ассоциациях, как правило, преобладает (среднее значение Fe_2O_3/Fe составляет ~41%), тем не менее достаточно обычны базальтоиды, в которых этот параметр достигает 60—65%.

Fe . По сравнению с закислой и окислой формами разброс значений суммарного железа заметно меньше: 6,5—13,5%, центр распределения 9,7%. В интервал 8,5—11,0% попадает основная масса базальтоидов Урала, Казахстана и Алтае-Саянской области, а также кале-донских и варисских структур Западной Европы. Выявляется отчетливая тенденция убыва-ния концентрации железа с уменьшением возраста геосинклинальных систем. Кроме того, нередко наблюдается обеднение железом продуктов поздних фаз вулканической активности. В связи с этим наиболее высокую концентрацию железа (> 11%) мы видим только в самых ранних проявлениях вулканизма в каледонидах Алтае-Саянской области (рифейские толщи Мрасского, Бийского и других выступов), Северо-Западного Ньюфаундленда и некоторых районов Бретани и гораздо реже в варисских структурах (силурийские и девонские толщи Южной и Северо-Восточной Ферганы).

Среди базальтоидов мезо- и кайнозойского возраста подобие концентрации железа нигде не встречается, для них типично содержание 7—8%. Существование, что обедненные железом базальтоиды широко распространены в мезозоидах как Тетиса, так и тихоокеан-ского обрамления. Примером первых могут служить пермские вулканиды Сьерра-дель-Кади в Каталонских Пиренеях, юрские ряда районов Альп, Балканского полуострова, гор Дроча в Кариатах, серии Гойтх и Кахетинского диабазового пояса Кавказа, Горного Крыма, а также палеогеновые Западного Айоцзора, Юго-Восточной Гурии, Талыша и Централь-ного Эльбурса. Из вторых можно назвать меловые базальтоиды Кингвеем-Пекульнейского ареала Хатырской зоны Корякско-Анадырской области, п-ова Тайгонос, уктурского ком-плекса Сихотэ-Алиня, а также палеогеновые о. Карагинский и района бухты Лаврова на Камчатке, Онекотана, Кунашира, Симушира и ряда других островов Курильской дуги.

MnO . Варьирует от 0,1 до 0,24%, составляя в среднем 0,16%. В отличие от железа явной зависимости от возраста пород не обнаруживает. Соответственно марганец-железное отношение заметно растет в породах более молодых складчатых областей.

MgO . Пределы колебаний 3,5—8,0%, центр распределения 5,7%. Повышенную диспер-сию этого оксида в вулканогенных толщах и отсутствие устойчивых региональных различий ранее отмечал Д. С. Штейнберг. Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют несколько дополнить его заключение. Есть основание говорить о росте дисперсии средних содержаний MgO в более молодых образованиях. При этом повышенная магнезиальность часто, но не всегда сопровождается пониженными глиноземистостью и титанистостью:

$$r_{MgO-Al_2O_3} = -0,32; \quad r_{MgO-TiO_2} = -0,26^*.$$

* С учетом объема выборки $n = 290$ здесь и дальше в пределах данной главы 95%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,12$.

Рифейские и раннепалеозойские базальтоиды дают лишь единичные примеры экстремальных концентраций магния. Таковы, в частности, вулканы верхней части позднекембрийской енисейской серии на восточном склоне Кузнецкого Алатау, а также среднекембрийские зербукузильской и коксенгирской свит юго-западной части Чингиз-Тарбагатайского антиклинория, в которых содержание MgO не превосходит 4,5%, вместе с тем рифейские породы зоны Жилов в Центральном Чешском массиве и ордовикско-силурийские базальтоиды поляковской свиты Магнитогорского синклинория на Урале отличаются повышенным до 7—8% содержанием MgO .

Среди варисских эвгеосинклиналей также не много таких, в которых породы резко уклоняются по содержанию этого элемента, причем во всех известных случаях такого рода отмечаются пониженные концентрации. Сюда относятся девонские базальтоиды Западной Европы (Баррандиен, комплекс Елбингерддер в Гарце, мульды Лан и Дил), а также среднекарбоновые породы в верховьях р. Обизаранг в Гиссарском хребте.

Что же касается мезозойских и кайнозойских структур, то в них мы наблюдаем весь спектр содержания MgO . К низкомагнезиальным, в частности, можно отнести вулканы чивчинской и тростенецкой толщ Карпат, Низких Татр, Горного Крыма, серии Гойтх на Кавказе, о. Северный (Новая Зеландия); к высокомагнезиальным — вулканы вальзинского комплекса Сусунайского хребта на Сахалине, пояса Самбага на о. Хонсю, хребтов Тумрок и Валагинский на Камчатке. Любопытно, что иногда вулканические ареалы с повышенным и пониженным содержанием MgO оказываются сближенными в пространстве. Так, в пределах Альпийского пояса соседствуют низкомагнезиальные породы Версоена и высокомагнезиальные Монт Морзина и Шабли.

CaO . Диапазон вариаций 4—11%, центр распределения ~8%. Поведение кальция в базальтоидах во многом напоминает распределение магния: кальций тоже обогащает преимущественно низкокальциевые и низкоглиноземистые породы. Особенно сильно выражен антагонизм «тугоплавкого» окисла CaO и индикатора низких температур $Fe/(Fe + Mg)$, соответствующий коэффициент корреляции равен -0,52.

Так же как и для ряда других компонентов, намечается слабая тенденция возрастания дисперсии CaO в более молодых образованиях. Значительно более отчетливо выражено относительное обогащение кальцием слабо дифференцированных существенно базальтоидных комплексов вне зависимости от их возраста. При этом концентрация кальция снижается при уклонениях в сторону меланократовых и лейкократовых разновидностей, а также в «длинных» базальт-андезит-липаритовых и спилит-кератофировых сериях. В соответствии с этим слабоизвестковистые базальтоиды особенно широко распространены в варисских геосинклиналях, для которых, как уже отмечалось, типично и широкое развитие меланократовых разновидностей (Корнуолл, Ширмек, Гарц, Соерленд, Верра и др.), и (или) кислых типов пород (девонские толщ в бассейнах рек Лаба, Уруп, Кубань и Малка на Северном Кавказе, на Иберийском полуострове, в Рудном Алтае и ряде других мест).

Мезозойские эвгеосинклинали дают много примеров уклонений как в ту, так и в другую сторону. К резко обедненным кальцием породам относятся пермо-триасовые мелафировые толщ Малых Карпат и Низких Татр, а также их аналоги в Альпах (Монт Морзин, Шабли, Пельву). Высокоизвестковистыми оказываются базальтоиды многих геосинклинальных трогов на Японских островах (Самбага, Камуикотан, Хидака и др.), пояса Папуа, восточной части о. Эльба, о. Майо (архипелаг Зеленого Мыса) и ряда других регионов.

Na_2O . Диапазон колебаний 2,5—5,5%, центр распределения 3,6%. В качестве доминирующей тенденции можно вновь отметить возрастание дисперсии средних значений концентрации этого элемента в мезозойских и кайнозойских образованиях. Среди рифейских вулкаников вообще отсутствуют разновидности с содержанием Na_2O меньше 3 и больше 4,5%. Раннепалеозойские толщ дают лишь единичные примеры выхода за указанные пределы: это обедненные натрием кембрийские базальтоиды Северной Каролины в Аппалачах и ордовикские майлсдорской свиты Степнякского синклинория, а также, напротив, обогащенные этим компонентом породы среднекембрийской коксенгирской свиты в юго-западной части Чингиз-Тарбагатайского антиклинория.

В варисских структурах также преобладают породы с «нормальным» (3—4%) содержанием Na_2O . Исключение составляют лишь низконатровые позднесилурийские-раннедевонские базальтоиды Султануздага и гор Тамдытау в Кызылкуме, а также девонские Магнитогорского синклинория на Урале (ирендыкская, улутауская и колтубанская свиты).

Обильные примеры экстремальных концентраций натрия дают мезо- и кайнозойские эвгеосинклинали. Пониженной натровостью отличаются базальтоиды комплекса Вуринос на Балканском полуострове, ирунейского комплекса и кроноцкой серии на Камчатке, пояса

Папуа на Новой Гвинее, Юго-Восточной Гурии; повышенной — Восточного Орегона и Нью Мексико, тростенецкой толщи Карпат, о. Вирджин в Малой Антильской дуге, зоны Таро-Манубиола в Пармских Апеннинах и их аналогов в Северных Апеннинах.

K_2O . Диапазон вариаций чрезвычайно широк: 0,2—2,8%, центр распределения 1,1%. Согласно общезвестным геохимическим закономерностям повышенные концентрации калия чаще фиксируются в базальтоидах, несколько обогащенных титаном и окисным железом при пониженной концентрации кальция и закиси железа (соответствующие коэффициенты корреляции равны +0,3; +0,25; —0,38; —0,4). Можно отметить также несомненный рост дисперсии содержания этого элемента в породах молодых геосинклиналей. Во всех позднедокембрийских вулканитах содержание K_2O колеблется в пределах 0,5—2,0%. Среди палеозойских образований выходы за эти пределы редки. Примером высококальциевых базальтоидов могут служить кембрийские породы юго-восточной подзоны Кийско-Батеневской зоны Кузнецкого Алатау. К низкокальциевым следует отнести приблизительно синхронные им базальтоиды бассейна р. Шушь в Западном Саяне, а также района Тимеселарзии в Центральной Африке, ордовикские породы района Феррен в Норвегии, Спшска-Гемерского Рудногорья, Мизек-Космурунской зоны Центрального Казахстана и силурийские мугоджарской и куркудукской свит на Урале.

Среди мезозойских образований в равной мере обычны уклонения как в ту, так и в другую сторону. Низкое (<0,5%) содержание K_2O свойственно породам Таро-Манубиола и Группо Маджо в Апеннинах, комплекса Вуринос на Балканах, восточной части о. Эльба, Чечено-Ингушетии, набильского комплекса Сахалина, пояса Папуа, о. Яп и ряда других регионов. Высокие (>2%) концентрации K_2O установлены в породах тростенецкой толщи Карпат, «порфиритовой» серии Северо-Западного Кавказа, уктурского комплекса Сихото-Алиня, ирунейского комплекса Камчатки, Аджаро-Триалетии, Западного Айондзора, Центрального Эльбурса, формации Фарелоне в Чилийских Андах.

P_2O_5 . Размах распределения 0,1—0,7%, центр 0,28%. Наблюдается отчетливая корреляция фосфора с титаном ($r = +0,49$). Связь этих элементов, как известно, характерна и для многих других типов изверженных пород, что давно уже было подмечено Д. Фогтом. Любопытно, однако, что дисперсия фосфора во возрастает в более молодых образованиях; скорее, наоборот, можно говорить даже о некоторой тенденции противоположного направления. Свидетельством тому служат следующие наблюдения.

Среди рифейских и раннепалеозойских вулканитов примеры резких отклонений концентрации фосфора в ту и другую сторону весьма многочисленны. Пониженным (<0,2%) содержанием P_2O_5 характеризуются позднекембрийские базальтоиды куперлисейской, караарчинской, курсайской, терсейской, каракатинской и некоторых других свит Северного Тянь-Шаня, Кваркушско-Каменогорского антиклинория на севере Урала, окрестностей Нератовице, Штрибна Скалицы и зоны Жилов Центрального Чешского массива, кембрийские района Тимеселарзии в Центральной Африке, ордовикские Прикузбасской зоны Салаирского кряжа и ряда других регионов. Повышенные (>0,4%) содержания этого элемента установлены в вендских вулканитах верхней части енисейской серии в пределах восточного склона Кузнецкого Алатау, ранне-среднекембрийских Шорско-Азыртальской зоны и юго-восточной подзоны Кийско-Батеневской зоны этого региона, ордовикских в окрестностях оз. Атансор в Центральном Казахстане и ряде других мест.

Такого рода уклонения заметно реже встречаются в средне-позднепалеозойских эвгеосинклиналях. В качестве примера можно указать на обедненные фосфором базальтоиды силурийско-девонских баймак-бурибаевской, ирендыкской, карамалыташской и колтубайской свит Магнитогорского синклиория, а также именовской свиты Тагильского синклиория на Урале. К обогащенным фосфором относятся породы Гарпа, Соерледа, Лана и некоторых других девонских мульд Западной Европы, а также силурийские жумацкой свиты хр. Чингиз в Казахстане.

В мезозойских и более молодых структурах базальтоиды с экстремальными концентрациями фосфора весьма редки. Пониженное содержание P_2O_5 установлено в юрских базальтоидах Чечено-Ингушетии и Берегового хребта Калифорнии, повышенное в чивчинской и тростенецкой толщах Карпат и в палеогеновых породах Западного Айондзора и Центрального Эльбурса.

TiO_2/Fe . Размах распределения 0,06—0,26; центр 0,12. Понятно, что распределение значений этого параметра во многом псевторует отмеченное для TiO_2 , включая тенденцию роста дисперсии в более молодых породах. За исключением высокотитанистых базальтоидов в верхах енисейской серии Кузнецкого Алатау и в кувайской серии Восточного Саяна других резких уклонений значений TiO_2/Fe в позднекембрийских образованиях не встречено.

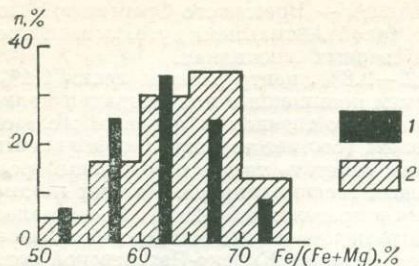


Рис. 29. Железистость геосинклинальных базальтоидов, входящих в вулканические ассоциации разных типов.

1 — спилит-диабазовые и им подобные существенно базитовые; 2 — спилит-гераитофировые и им подобные контрастные и полно дифференцированные.

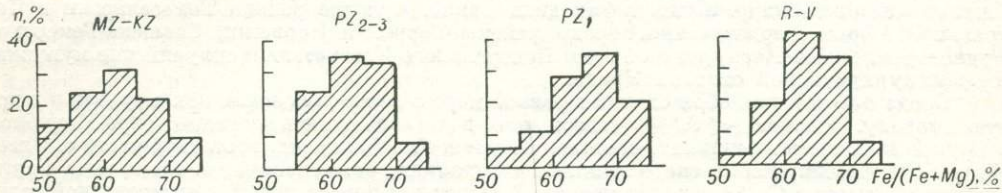


Рис. 30. Железистость геосинклинальных базальтоидов разного возраста.

Палеозойские толщи, бесспорно, не столь однородны в этом отношении. Среди них известны не единичные примеры пород и с низкими ($< 0,09$) и с относительно высокими ($> 0,18$) значениями TiO_2/Fe . К первым относятся кембрийские базальтоиды хр. Хапсын в Западном Саяне, Золотокитатской зоны в Кузнецком Алатау, Тасмани, силурийские и девонские свиты Магнитогорского синклинория на Урале, девонские Северного Кавказа, верхнесилурийские-нижнедевонские гор Тамдытау в Кызылкуме. В качестве представителей вторых могут быть названы кембрийско-ордовикские вулканы Качавских гор в Судетах, Баррандиена, ордовикско силурийские хребты Улан и Атбаши в Южном Тянь-Шане, девонские Султануиздага, а также Келлервальда, Гарца, Караванкена и ряда других мест Западной и Южной Европы.

Еще чаще экстремальные значения TiO_2/Fe встречаются в мезозойских и кайнозойских эвгеосинклиналях. Так, меловые базальтоиды хребтов Тумрок и Валагинский на Камчатке, Шикотана, Парамушира и некоторых других островов Курильской дуги, о. Вирджин из группы Малых Антильских, палеогеновые кроноцкой серии на Камчатке и юго-восточной Гурии в Закавказье имеют $TiO_2/Fe < 0,09$. Высоким значением этого параметра характеризуются базальтоиды Юго-Восточного Граубюндена, Шабли, Пельву и некоторых других районов Альпийской зоны, восточной части о. Эльба, Центрального Сихотэ-Алиня, Сусунайского хребта на Сахалине, зоны Чичibu на о. Хонсю и др.

$Fe/(Fe + Mg)$. Пределы колебаний 50—75%, центр распределения 64%. Выявляется отчетливая зависимость этого параметра от типа вулканической ассоциации (рис. 29): чем больше доля кислых пород в вулканическом ареале и чем шире диапазон вариации SiO_2 в базитовой группе, тем выше железистость базальтоидов. Существенные различия наблюдаются также между разновозрастными образованиями (рис. 30). Более молодые вулканы в целом являются заметно менее железистыми. Экстремально низкие значения этого параметра типичны для мезозойских вулканитов. К обсуждению причин, породивших отмеченную специфику мезозойских пород, мы вернемся после анализа всей совокупности эмпирических данных.

Химический состав кислых вулканитов

Рассмотрим эмпирические распределения средних значений кремнекислотности в кислых членах вулканических комплексов $(SiO_2)_c$ и ряда других петрохимических характеристик, определенных при фиксированном содержании SiO_2 , равном 70% (рис. 31).

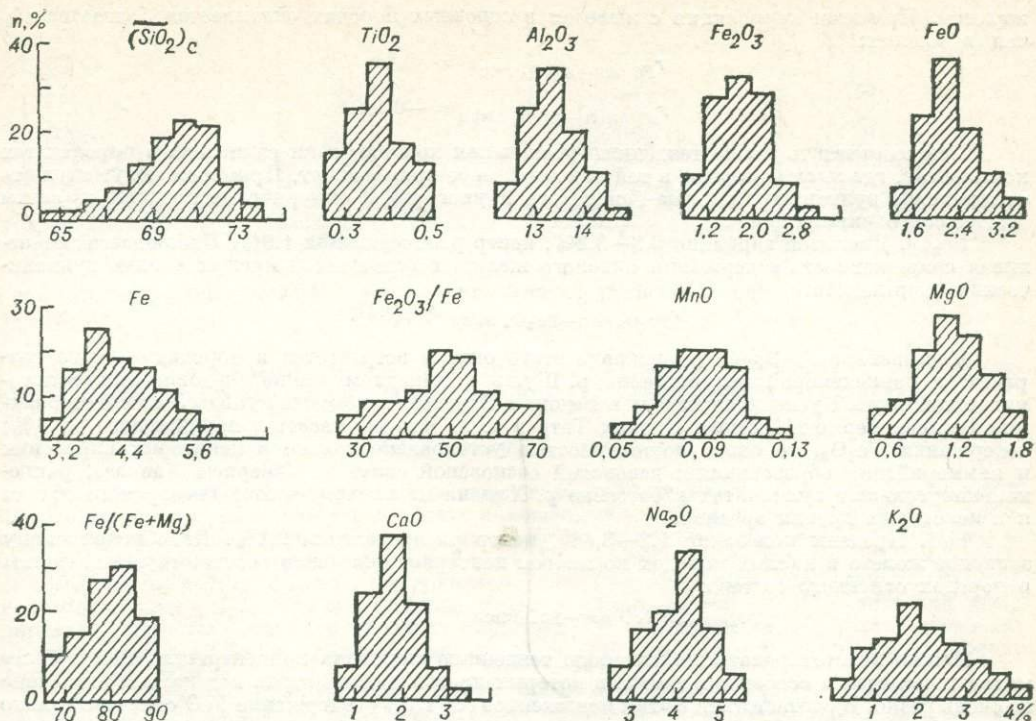


Рис. 31. Распределение петрохимических характеристик кислых вулканитов неогена.

$(\text{SiO}_2)_c$. Колебания в пределах 64—74%, центр распределения 70,5%. При построении соответствующей гистограммы использовались данные по тем вулканическим комплексам, в которых кислая группа пород так или иначе обособлена. Иначе говоря, учитывались все контрастные ассоциации и те из полно дифференцированных серий, которые могли быть названы неоднородными (в понимании А. Ф. Белоусова [8]).

Наблюдается несомненная тенденция возрастания $(\text{SiO}_2)_c$ при увеличении доли кислых пород в составе комплекса. Как уже отмечалось, эта тенденция относится к числу инвариантных относительно природы магматических ассоциаций и фиксируется при анализе распределений ряда других компонентов состава.

TiO_2 . Пределы колебаний 0,25—0,50%, центр распределения 0,37%. Намечается зависимость содержания титана как от особенностей состава кислых пород, так и от типа вулканического комплекса. Повышенные концентрации этого элемента обычно наблюдаются в тех комплексах, где доминируют породы основного состава, а кислые члены характеризуются повышенной концентрацией глинозема, железа и более резким преобладанием натрия над калием. Этого достаточно, чтобы понять, почему пониженные ($\leq 0,3\%$) содержания TiO_2 чаще встречаются среди варисских вулканитов, а повышенные ($> 0,45\%$) — среди каледонских и киммерийских.

Al_2O_3 . Варьирует в достаточно узких пределах: 12—15%, составляя в среднем 13,4%. Обращает на себя внимание практически полное отсутствие корреляции между содержанием алюминия в основных и кислых породах. Пониженное ($< 12,5\%$) содержание Al_2O_3 встречается преимущественно в породах тех вулканических комплексов, которые обогащены

железом. При этом корреляция с железом в основных породах оказывается более тесной, чем в кислых:

$$r_{\text{Fe осн}-\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ кисл}} = -0,36;$$

$$r_{\text{Fe кисл}-\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ кисл}} = -0,24.$$

Можно отметить также тенденцию увеличения концентрации глинозема в породах тех комплексов, где кислые породы в той или иной мере преобладают. Примером могут служить ордовикские вулканиты Спичска-Гемерского Рудногорья и силурийские павдинской свиты Тагильского синклинария.

Fe_2O_3 . Диапазон вариации 0,8—3,2%, центр распределения 1,9%. Наблюдается отчетливая сопряженность содержания окисного железа в основных и кислых членах вулканических комплексов:

$$r_{\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ осн}-\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ кисл}} = +0,47.$$

Повышенное (> 2,5%) содержание этого окисла встречается в породах разного возраста: в раннекембрийских бассейна р. Шушь в Западном Саяне, ордовикских золотокитатской свиты Кузнецкого Алатау и Редона в Бретани, девонских мульды Лан в Центральной Европе, пермо-триасовых Низких Татр и т. д. Что же касается пониженного (< 1%) содержания Fe_2O_3 , то оно с достоверностью установлено только в некоторых варисских и киммерийских образованиях: девонской сосновской свите на Северном Кавказе, раннекаменноугольных вулканитах в бассейне р. Ханака на южном склоне Гиссарского хребта и в некоторых других ареалах.

FeO . Пределы колебаний 1,2—3,6%, центр распределения 2,2%. Подобно окисному закисное железо в кислых породах во многом повторяет поведение соответствующей формы в породах основного состава:

$$r_{\text{FeO осн}-\text{FeO кисл}} = +0,38.$$

Можно констатировать несомненную тенденцию снижения концентрации FeO в более молодых породах и особенно в таких, в которых преобладание натрия над калием выражено не очень резко. В соответствии с этим пониженное (< 1,5%) содержание FeO отмечено только в варисских и киммерийских вулканитах: мульда Лан, окрестности Алаверди в Закавказье, Горный Крым, о. Северный Новой Зеландии. Напротив, повышенное (> 3%) содержание этого окисла типично для пород ряда каледонских складчатых областей: хребты Хансын и Шаман в Западном Саяне, бассейн р. Каргы в Туве, Мизек-Космурунская зона в Казахстане.

Fe . Интервал колебаний 2,8—6%, центр распределения 4%. «Серийная» тенденция проявлена отчетливо:

$$r_{\text{Fe осн}-\text{Fe кисл}} = +0,56.$$

Так же как и в базальтоидах, в кислых членах вулканических комплексов концентрация железа падает с уменьшением возраста геосинклинальных систем (рис. 32). Столь же отчетлива тенденция снижения содержания железа в породах с повышенной концентрацией калия.

Пониженное (< 3,5%) содержание железа установлено в кембрийских вулканитах юго-восточной подзоны Батенёвской зоны и Шорско-Азырталской зоны Кузнецкого Алатау, позднедевонских-раннекаменноугольных Иберийского полуострова, юрских серии Гойтх, Юго-Западного Кавказа, Горного Крыма, палеогеновых Кунашира, Симушира, Парамушира и ряда других островов Курильской дуги. Повышенным (> 5%) содержанием этого элемента выделяются кембрийские породы кожуховской и енисейской свит Кузнецкого Алатау, бассейн р. Шушь и хребтов Хансын и Шаман в Западном Саяне, ордовикские торткудукской свиты в западной части Чингиз-Тарбагатайского антиклинария, бассейн р. Каргы в Туве, а также девонские в Нарымском хребте Рудного Алтая. В мезозойских породах повышенных концентраций железа нигде не обнаружено.

$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}$. Колебания в пределах 25—70%, центр распределения 49%. Как видим, по сравнению с основными породами в кислых доля трехвалентного железа несколько выше, что типично для весьма широкого класса вулканических серий. Часто эту тенденцию объясняют более высоким парциальным давлением кислорода в очагах коровой магмы. Однако такой же эффект дает повышенное содержание щелочей (особенно калия) в кислой магме.

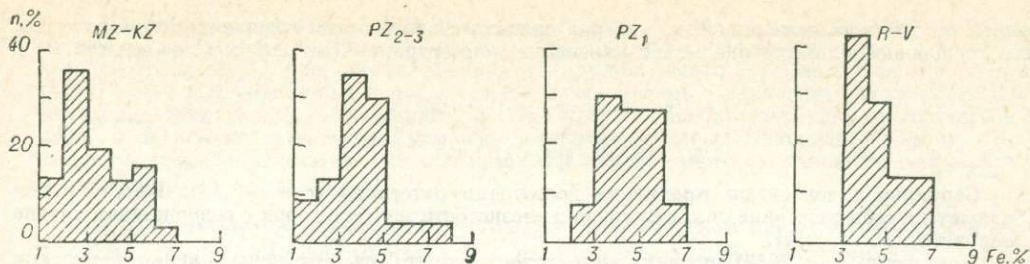


Рис. 32. Содержание железа в кислых вулканитах разного возраста.

В пользу последнего предположения кроме общетеоретических соображений [43, 105] можно привести отчетливую корреляцию окисленности пород с содержанием в них калия:

$$r_{\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}-\text{K}_2\text{O}} = +0,39.$$

Можно отметить также тенденцию возрастания окисленности пород в более молодых эвгеосинклиналях. В соответствии с этим пониженные ($< 35\%$) значения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}$ встречаются чаще в каледонских областях (кембрийские вулканиты хр. Хансы в Западном Саяне, ордовикские Мизек-Космурунской зсны Казахстана), много реже в варисских (Нарымский хребет в Рудном Алтае, колтубанская свита Урала) и в виде единичных исключений в киммерийских (серия Гойтх Большого Кавказа). Повышенные ($> 65\%$) значения этого параметра известны только в областях варисского и киммерийского возраста: девонские вулканиты мульды Ллан в Западной Европе, пермо-триасовые Низких Татр, юрские ареала Алаверди на Малом Кавказе.

MnO. Пределы колебаний 0,05—0,13%, центр распределения 0,09%. Значимая положительная корреляционная связь наблюдается только с содержанием марганца и железа в базальтоидах.

MgO. Колебания в пределах 0,4—1,8%, центр распределения 1,1%. В отличие от марганца и железа магний в кислых вулканитах обнаруживает лишь слабую положительную связь со своей концентрацией в базальтоидах. В гораздо более сильной степени он коррелирован с титаном и калием базальтоидов:

$$r_{\text{TiO}_2 \text{ осн}-\text{MgO} \text{ кисл}} = -0,44;$$

$$r_{\text{K}_2\text{O} \text{ осн}-\text{MgO} \text{ кисл}} = -0,36.$$

Внутренняя связь с калием также существенна ($r = -0,53$), в то время как с титаном она практически отсутствует.

Пониженные ($< 0,6\%$) содержания MgO изредка встречаются в породах каледонских эвгеосинклиналей: верхняя часть енисейской серии в пределах восточного склона Кузнецкого Алатау, Золотокитатская зона этого же региона, районы Редон и Эрку в Бретани. Повышенные ($> 1,6\%$) концентрации MgO свойственны вулканитам исключительно варисских и киммерийских структур: верхнесилурийская баймак-бурибайская и нижнедевонская иредьская свиты Магнитогорского синклинория, Прииртышская зона Рудного Алтая, семиродниковская свита в бассейне рек Теберда, Кубань, Малка на Северном Кавказе, Кахетинский диабазовый пояс.

Fe/(Fe + Mg). Диапазон колебаний 65—90%, центр распределения 78%. Вариации этого параметра определяются в основном изменениями концентрации магния в породах, о чем свидетельствуют корреляции

$$r_{\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \text{ кисл}-\text{Fe} \text{ кисл}} = +0,55;$$

$$r_{\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \text{ кисл}-\text{MgO} \text{ кисл}} = -0,78,$$

причем на ту часть изменчивости, которая связана с вариациями содержания в породе железа, решающее влияние оказывает изменение концентрации окисной компоненты:

$$r_{\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \text{кисл}-\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{кисл}} = +0,51;$$

$$r_{\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \text{кисл}-\text{FeO} \text{кисл}} = +0,24.$$

Серийная тенденция проявлена достаточно отчетливо ($r = +0,46$). Вместе с тем обращает на себя внимание сильная связь железистости кислых пород с содержанием титана в основных: $r = +0,44$.

Пониженные ($< 70\%$) значения железистости могут быть встречены только в варисских и более молодых образованиях. Примером служат среднедевонские вулканиты окрестностей Зырянска в Рудном Алтае, раннекарбонные Иберийского полуострова, юрские некоторых районов Грузии, палеогеновые о. Кунашир. Повышенные ($> 85\%$) значения этого параметра фиксируются как в каледонских эвгеосинклиналих (ордовикские толщи бассейна р. Каргы и Золотокитатской зоны Кузнецкого Алатау), так и в герцинских (Гарц, Лан) и киммерийских (о. Северный Новой Зеландии). Таким образом, как и для основных пород, можно констатировать определенный рост дисперсии железистости в более молодых образованиях.

CaO. Размах распределения 0,5—3,5%, пентр 1,7%. Поведение кальция в кислых вулканитах имеет мало общего с отмеченным при анализе состава базальтоидов. Серийная общность пород в данном случае практически не проявлена:

$$r_{\text{CaO осн}-\text{CaO} \text{кисл}} = +0,14.$$

Единственная значимая связь наблюдается с калием:

$$r_{\text{CaO} \text{кисл}-\text{K}_2\text{O} \text{кисл}} = -0,34.$$

Отчетливых эволюционных тенденций в распределении кальция нет: экстремальные концентрации его встречаются в породах разного возраста. Высокоизвестковистые ($> 2,5\%$ CaO) вулканиты известны в раннем кембрии (бассейн р. Шуть Западного Саяна), девоне (Султангуздаг), юре (Грузия, Горный Крым). Точно так же низкоизвестковистые ($< 1\%$ CaO) породы встречаются в вулканогенных толщах всего возрастного диапазона: ордовике (Золотокитатская зона Кузнецкого Алатау), девоне (Ширмек, Гарц), юре (о. Северный Новой Зеландии).

Na₂O. Диапазон колебаний 2,5—5,5%, центр распределения 4,1%. Коррелированность концентрации натрия в основных и кислых членах магматических комплексов весьма слабая:

$$r_{\text{Na}_2\text{O} \text{кисл}-\text{Na}_2\text{O} \text{осн}} = +0,18.$$

Более отчетливо проявлена связь с содержанием глинозема в основных породах, титана и особенно калия в кислых, соответствующие коэффициенты корреляции равны +0,30; +0,33; -0,39.

Намечается слабая тенденция убывания концентрации натрия в более молодых образованиях. В соответствии с этим его повышенные ($> 5\%$) и пониженные ($< 3\%$) содержания встречаются в породах каледонских и варисских эвгеосинклиналей, в то время как среди киммерийских и альпийских структур известны отклонения только в сторону низких концентраций. Примером последних могут служить юрские вулканиты Низких Татр, гор Траускау и некоторых районов Грузии.

K₂O. Пределы вариаций 0,3—4,5%, центр распределения 2,0%. Серийная корреляция проявлена достаточно отчетливо:

$$r_{\text{K}_2\text{O осн}-\text{K}_2\text{O} \text{кисл}} = +0,37.$$

Что касается внутренних связей, то, как уже отмечалось, калий отрицательно коррелирован со всеми двухвалентными окислами: MgO, FeO, CaO. Тенденция обогащения пород более молодых эвгеосинклиналей проявлена не очень резко, так же как и нарастание концентрации этого элемента в продуктах более поздних вулканических фаз.

Пониженные (< 1%) концентрации K_2O встречаются в породах каледонских, реже варисских, областей: ордовик Мизек-Космурунской зоны, абаевская свита Чингиз-Тарбагатайского антиклинория, района Феррен в Норвегии, девон Северного Кавказа; повышенные (> 3%) концентрации наблюдаются преимущественно в варисских структурах. Примером каледонских пород, обогащенных калием, могут служить ордовикские вулканиты в бассейне р. Каргы на юго-западе Тувы и Золотокитатской зоны Кузнецкого Алатау, которые относятся к образованиям наиболее поздних фаз инициального вулканизма в алтае-саянских каледонидах.

В дополнение к отмеченному следует остановиться на некоторых различиях химизма пород, слагающих контрастные и полно дифференцированные вулканические комплексы. Принимая во внимание известные петрологические модели, согласно которым контрастность магматических ассоциаций является индикатором и следствием гетерогенности входящих в них пород, логично предположить, что при резко выраженной контрастности кислые члены ассоциации должны быть менее фемичными, чем их аналоги в полно дифференцированных комплексах. Для проверки этого предположения были вычислены коэффициенты корреляции между содержанием петрогенных компонентов в основных и кислых породах, с одной стороны, и долей пород «промежуточного» (среднего и умеренно кислого) состава — с другой. Последняя характеристика, очевидно, может рассматриваться в качестве меры контрастности серии: чем больше доля этих пород, тем меньше контрастность, и наоборот. Вопреки предположению, результаты вычислений показали, что чем отчетливее выражена контрастность комплексов, тем более фемичными оказываются все разновидности входящих в них пород.

Общую повышенную фемичность пород контрастных комплексов проще всего объяснить, учитывая обычное преобладание в них основных разновидностей, т. е. эффект взаимодействия генетически или парагенетически связанных

ТАБЛИЦА 33

Сравнительный анализ изменчивости химизма эвгеосинклиналиных вулканитов основного и кислого состава

Параметры	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe	$\frac{Fe_2O_3}{Fe}$	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$
	Серийная общность *	—	—	++	+	+	—	—	—	+	?
Направление роста коэффициента вариации	Основные				Основные						
	↑ Кислые				↓ Кислые					?	
Эволюционная тенденция **											
Рост дисперсии											
Основные	+	+				+	+	+	+	—	—
Кислые				+						?	—
Рост концентрации											
Основные			—								
Кислые			—					—	+		

* Оценивается значением общего парного коэффициента корреляции между одноименными характеристиками основных и кислых вулканитов. Знак «—» показывает, что серийная общность проявлена слабо ($r < +0,3$), «+» — отчетливо ($+0,3 < r < +0,4$), «++» — очень хорошо ($r > +0,4$), «?» — достоверных сведений нет.

** Знак «+» показывает возрастание параметра с уменьшением геологического возраста эвгеосинклиналией, «—» — убывание, в остальных случаях тенденция проявлена слабо либо отсутствует.

масс различного состава. В пользу этого свидетельствуют близкие к нулю (незначимые) частные коэффициенты корреляции индикатора контрастности с петрогенными компонентами основных и кислых пород при фиксированной пространенности основных. Таким образом, приходится считать, что последствия различий во взаимодействии очагов основной и кислой магмы в той мере, в какой мы можем судить об этом по контрастности вулканических ассоциаций, проявлены слабо, может быть, затушеваны другими более интенсивными эффектами.

Заключая рассмотрение химизма вулканических комплексов, приведем в обобщенном виде результаты сравнительного анализа изменчивости кислых и основных пород (табл. 33).

КОРА И МАНТИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АРЕАЛОВ

Сейсмические разрезы

Характеристика сейсмических разрезов, относящихся к земной коре эвгеосинклинальных зон, дается с учетом трех параметров: глубины H и среднего наклона $\Delta H/\Delta x$ границы Мохо, средней скорости продольных волн \bar{v} . Численные оценки параметров получены на основе многочисленных публикаций. Из них важнейшими для территории СССР и ее крупных областей являются сводные работы Н. А. Беляевского, А. А. Борисова, И. С. Вольвовского, Б. С. Вольвовского, В. С. Суркова, В. В. Федынского, Э. Э. Фотиади, А. В. Чекунова [10, 11, 15, 21, 33, 62, 70, 91, 100 и др.]. Для Центральной, Восточной и Юго-Восточной Европы учтены результаты исследований, выполненных в рамках научно-технического сотрудничества стран СЭВ [22, 90]. В полной мере использована сводка данных, полученных с помощью глубинных сейсмических зондирований на разных континентах Земли [218]. В равной степени учтены материалы, опубликованные Американским геофизическим союзом в серии геофизических монографий [214, 215], а также другие источники [108, 122, 149, 158, 194, 204]. Значительная часть публикаций, характеризующих строение земной коры на западе Северной Америки, востоке Азии, в Австралии и других зонах широкого обрамления Тихого океана, упомянута в главе II.

Кроме того, учтены оценки сейсмических параметров, основанные на регистрации не только специальных взрывов, но и естественных землетрясений: по Малой Азии и Иранскому нагорью данные А. Ислами, Б. Акашеха, С. Нассери; по ряду районов Центральной Азии определения Тин Юн-ю, Сун Чун-хо, Тан Цен-йе; по Гиндукушу, Гималаям и смежным структурным зонам — данные, которые получили Х. Гупта, К. Кайла, В. Кришна, Х. Нарайн, М. Чоудхури, Чан Чен-фа, Зен Ши-лан и др.

Остановимся на некоторых особенностях вариации перечисленных параметров в пределах совокупности вулканических ареалов.

Переменная H изменяется от 14 до 62 км, среднее значение 39 км, основная доля определений заключена в интервале 28—50 км (рис. 33). Минимальные оценки H относятся к ареалам альпийского вулканизма в пределах малых островов: Симушир (Курильские острова), Майо (острова Зеленого Мыса), Вирджин (Малые Антильские); максимальные — к Андам и горным цепям

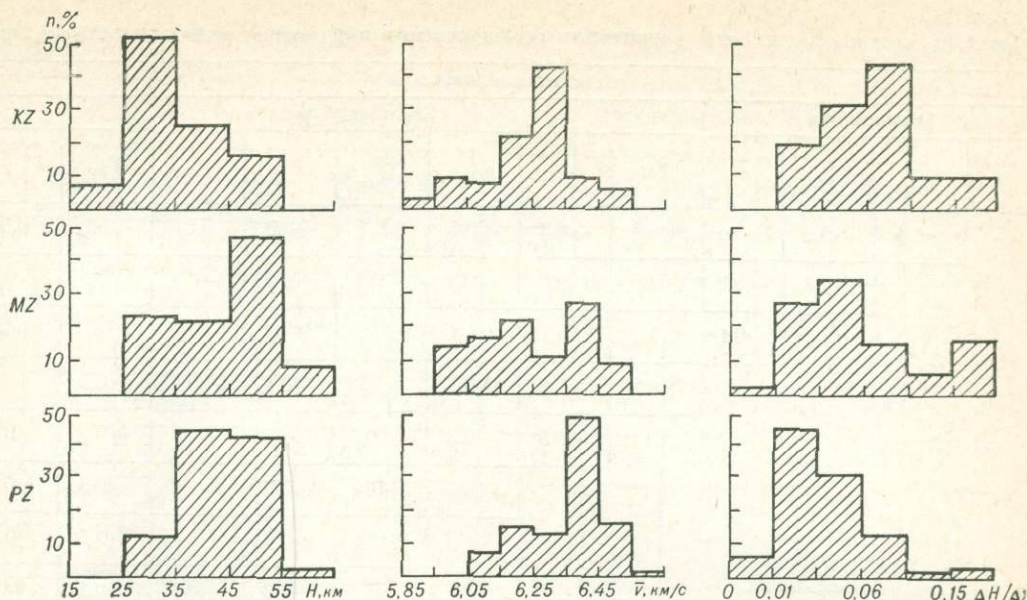


Рис. 33. Распределение сейсмических параметров литосферы в разновозрастных эвгеосинклинальных зонах.

Центральной и Южной Азии, включая область молодой тектоно-магматической активизации. Более древние образования располагаются в блоках с относительно более мощной корой. Вместе с тем отчетливо проявлены и региональные различия. Ареалы центральных районов Евразии (Казахстан, Алтае-Саянская область, Монголия) отличаются более мощной корой в сравнении с их разновозрастными аналогами в Западной Европе. Различие достигает 10 км и согласуется с тем фактом, что варисские комплексы Западной Европы отличаются повышенной меланократовостью.

Скорость \bar{v} продольных волн в земной коре варьирует от 5,8 до 6,6 км/с, составляя в среднем 6,3 км/с. Основная масса определений заключена в интервале 6,1—6,45 км/с. Параметр \bar{v} отчетливо коррелирован с глубиной H и возрастает при переходе от ареалов молодого вулканизма к более древним. Для киммерийских и альпийских вулканических зон характерен большой размах значений \bar{v} . (Тенденция сопряженного изменения H , \bar{v} и t является обычной [10, 34, 227].) Вариации параметра \bar{v} с учетом специфики исходных данных (неодинаковая и часто высокая степень генерализации) отражают значительные региональные различия. Индивидуальные особенности отдельных зон представлены слабее.

Наклон поверхности Мохо $\Delta H/\Delta x$, рассматриваемый как мера деформированности этой границы, изменяется в выборке от 0—0,01 до 0,25 при среднем 0,07. Распределение асимметричное, преобладают малые и умеренные значения параметра (0,02—0,08). Намечается тенденция увеличения $\Delta H/\Delta x$ с уменьшением возраста вулканитов. Отчасти эту тенденцию можно объяснить тем,

Общие парные коэффициенты корреляции геофизических параметров разновозрастных эвгео

Сейсмический разрез											
Земная кора				Верхняя мантия							
H	$\frac{\Delta H}{\Delta x}$	$H_{z,t}$	\bar{v}	v_M	v_{150}	v_{250}	$v_{\max} - \min$	F_{1v}	F_{2v}	F_{3v}	$F_{1v,z,t}$
	+0.1	+0.5	+0.4	+0.5	+0.3	+0.5	+0.1	+0.6	0.0	+0.2	0.0
		+0.3	-0.2	0.0	-0.2	-0.4	-0.4	-0.3	-0.3	+0.3	-0.3
			+0.1	+0.1	+0.1	-0.1	0.0	0.0	-0.1	0.0	0.0
				+0.2	+0.2	+0.5	+0.2	+0.4	+0.2	-0.2	+0.2
					+0.5	+0.3	0.0	+0.6	-0.3	+0.6	+0.5
						+0.3	-0.4	+0.6	-0.6	-0.3	+0.6
							+0.5	+0.8	+0.4	-0.1	+0.4
								+0.2	+0.9	+0.1	0.0
									0.0	0.0	+0.7
										0.0	-0.1
											-0.1

что ареалы молодого инициального вулканизма располагаются преимущественно в окраинных зонах континентов, где сильно изменяется тип земной коры и ее мощность. Общий же диапазон вариаций наклона не зависит от возраста вулкаников, что можно связывать с эффектом последующих перестроек и деформаций земной коры. Примером служат зоны позднепротерозойских вулкаников куперлисайской, караарчинской, терсейской и других свит на Северном Тянь-Шане, где широко проявились процессы молодого орогенеза; ареалы ордовикских вулкаников Спизска-Гемерского Рудногорья, располагающиеся вблизи зон триасового вулканизма.

Сведения о вариациях v на глубине до 200—300 км почерпнуты из многочисленных публикаций, посвященных сейсмологическому изучению мантии в разных регионах мира. Для складчатых областей, расположенных в пределах территории СССР, основные численные данные получены из работ А. С. Алексеева, М. М. Лаврентьева, В. З. Рябого, Е. А. Попова, Н. Н. Матвеевой, А. А. Лукка, Л. П. Винника и др. [14, 53, 62, 70, 218]. По зарубежным территориям учтена сводка В. З. Рябого и Л. Н. Старобинца [80] и другие работы [32, 112]. Кроме того, использованы оригинальные работы специалистов-сейсмологов, посвященные отдельным регионам и содержащие в табличном или графическом виде сведения о функциях $v(z)$ для интересующего нас диапазона

СИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН

Гравитационное поле							Электромагнитное и тепловое поле				
Δg_B	Δg_{H3}	G	$G_{z,t}$	$\frac{\Delta G}{\Delta x}$	M_a	$M_{a_z,t}$	Z_{st}	$Z_{st t}$	q	$\frac{q}{q_H}$	
-0,7	0,0	-0,7	-0,2	-0,1	-0,6	-0,2	+0,8	+0,6	-0,2	0,0	H
-0,3	+0,1	+0,1	+0,1	0,0	+0,2	+0,3	0,0	+0,2	+0,5	+0,5	$\Delta H/\Delta x$
-0,4	0,0	-0,2	-0,4	-0,3	-0,1	-0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	$H_{z,t}$
+0,1	+0,2	-0,3	-0,1	-0,1	-0,4	-0,2	+0,3	+0,2	-0,3	-0,3	\bar{v}
-0,2	0,0	-0,2	+0,2	+0,1	-0,2	+0,1	+0,5	+0,4	-0,2	-0,1	v_M
+0,1	+0,2	-0,1	+0,2	0,0	-0,2	0,0	+0,2	+0,1	-0,3	-0,2	v_{150}
-0,2	0,0	-0,5	0,0	0,0	-0,7	-0,4	+0,6	+0,3	-0,6	-0,4	v_{250}
-0,1	-0,2	-0,4	-0,3	-0,2	-0,4	-0,4	+0,1	0,0	-0,3	-0,2	$v_{max-min}$
-0,2	0,0	-0,4	+0,2	0,0	-0,5	-0,2	+0,6	+0,4	-0,5	-0,3	F_{1v}
-0,1	-0,2	-0,3	-0,3	-0,2	-0,4	-0,4	0,0	-0,1	-0,3	-0,2	F_{2v}
-0,3	-0,1	0,0	+0,1	+0,2	+0,1	+0,3	+0,3	+0,4	+0,2	+0,2	F_{3v}
+0,2	+0,1	+0,2	+0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	-0,1	-0,1	$F_{1v_z,t}$
	+0,1	+0,5	+0,1	+0,1	+0,4	+0,1	-0,6	-0,5	-0,1	-0,3	Δg_B
		0,0	+0,1	0,0	+0,1	+0,1	0,0	0,0	0,0	+0,1	Δg_{H3}
			+0,7	0,0	+0,9	+0,6	-0,7	-0,5	+0,5	+0,3	G
				+0,2	+0,6	+0,7	0,0	0,0	+0,2	+0,3	$G_{z,t}$
					+0,2	+0,3	+0,1	0,0	-0,2	-0,2	$\Delta G/\Delta x$
						+0,8	-0,6	-0,3	+0,5	+0,3	M_a
							0,0	+0,2	+0,4	+0,3	$M_{a_z,t}$
								+0,9	-0,3	-0,1	Z_{st}
									0,0	0,0	$Z_{st t}$
										+0,9	q

90%-ная зона значимости ρ при $|r| \geq 0,1$.

ТАБЛИЦА 35

Результаты факторного анализа данных о скорости волн P в мантии

Фактор	Вес, %	v_M	v_{75}	v_{100}	v_{150}	v_{200}	v_{250}	v_{300}	$v_{\max-\min}$	Интерпретация фактора
F_1	55	+0,6	+0,9	+0,8	+0,6	+0,8	+0,8	+0,9	+0,2	Консолидированность и уплотненность мантии (F_{1v})
F_2	25	-0,3	-0,2	-0,5	-0,6	+0,2	+0,4	+0,5	+0,2	Дифференциация мантии по вертикали (F_{2v})
F_3	9	+0,6	+0,2	0,0	-0,3	-0,4	-0,1	+0,1	+0,1	Отчетливость астеносферного волновода (F_{3v})

глубин z ; при отсутствии более подробных данных учитывались описания особенностей распределения с глубиной скорости волн P , например сведения о глубине расположения астеносферного волновода.

При интерполяции данных для групп ареалов, не обеспеченных фактическими материалами, учитывались возможные умеренные вариации скоростного разреза относительно средней (для континентальных районов) зависимости $v(z)$. Обобщенный график $v(z)$ в мантии, приведенный в работе [135], практически совпадает с эмпирическим средним по множеству учтенных кривых $v(z)$, отвечающих конкретным регионам. Степень подробности данных о скорости продольных волн в мантии позволяет учитывать только межрегиональные вариации.

Сейсмическая характеристика мантии основана на использовании восьми параметров, в число которых входят граничная скорость на поверхности Моху v_M , скорости на глубине 75, 100, 150, 200, 250 и 300 км, а также размах значений скорости $v_{\max-\min}$, т. е. разница между максимальным и минимальным значениями в интервале от H до 300 км. Значения v_M варьируют от 7,7 до 8,4 км/с при среднем 8,1 км/с. Большая часть определений относится к интервалу 7,9—8,25 км/с. Параметр v_M положительно коррелирован с мощностью коры и средней скоростью распространения в ней волн P (табл. 34). Положительная корреляция отмечается также с параметрами v_{75} , v_{100} , v_{150} , v_{250} , v_{300} , однако отсутствует с размахом $v_{\max-\min}$. Минимальные значения v_M соответствуют ареалам молодого инициального вулканизма на окраинах континентов и в зрелых островных дугах (Запад Северной Америки, Камчатка, Новая Гвинея, Японские острова и др.). Максимальные значения v_M приходится на регионы с древней мощной корой, однако при наличии детальных данных и здесь устанавливается явная зональность мантии, как это видно на примере Казахстана и Урала.

Размах $v_{\max-\min}$, имеющий среднее значение 0,66 км/с, изменяется от 0,3 до 1,0 км/с. Его амплитуда сильнее всего зависит от того, насколько отчетливо проявлена дифференциация скорости волн по вертикали. На значения этого параметра влияет также выразительность астеносферного волновода, что в свою очередь определяется степенью разогрева вещества мантии на глубине 100—200 км. Максимальные значения размаха приходится на молодые вулка-

нические ареалы, расположенные в областях с хорошо развитой корой и прогретой мантией (Папуа, Хонсю), и на зоны каледонского вулканизма, приуроченные к поясу молодой тектоно-магматической активизации (Тянь-Шань). Повышенные значения типичны для Запада Северной Америки, ряда районов Центральной и Юго-Восточной Европы (Чешский массив) Алтае-Саянской области. Пониженные и умеренные значения отмечают Кавказ, Альпы, Вогезы, Рейнские Сланцевые горы, Аппалачи и др.

Достаточно тесная взаимообусловленность значений скорости v на разных глубинах предопределяет целесообразность свертки информации, заключенной в серии коррелированных переменных (табл. 35). Три главные компоненты характеризуют соответственно консолидированность и уплотненность мантии, дифференциацию ее по вертикали и отчетливость астеносферного волновода.

Распределение глубинных масс

Гравитационные данные позволяют наметить некоторые тенденции распределения масс по глубине. Степень генерализации исходной информации такова, что гравитационный эффект вулканических толщ рассматривается совместно с эффектом других особенностей земной коры и мантии эвгеосинклинальных зон. В число параметров, отражающих плотностную неоднородность преимущественно верхней зоны литосферы (до 60—80 км), включены аномалии силы тяжести в редукциях Буге и изостатической. Оценки Δg_B и $\Delta g_{из}$ основаны на материалах глобальных и региональных обобщений, среди которых наиболее важными являются работы Г. П. Вулларда, В. А. Хейсканена, Ф. А. Венинга Мейнеса, М. Е. Артемьева, Н. Б. Саживой [5, 6, 157, 227, 228 и др.].

Среднее значение $\Delta g_B = -45$ мгал, диапазон вариации этой переменной очень широкий: от -330 до $+210$ мгал. Размах значений Δg_B в выборке соответствует размаху значений глубины H , однако наблюдаются значительные отклонения от линии регрессии Δg на H . Основная группа определений Δg_B заключена в интервале от -100 до $+60$ мгал. Отмеченное выше соотношение между Δg_B и H вызывает в свою очередь корреляцию Δg_B с возрастом вулканитов (рис. 34).

Аномалии $\Delta g_{из}$ изменяются от -50 до $+110$ мгал при среднем значении $+22$ мгал. Связи изостатических аномалий с другими переменными, включая параметры гравитационного поля, малы (см. табл. 34). Изостатическая неуравновешенность, соответствующая избытку масс, сильнее проявлена в регионах, имеющих плотную кору, сильно деформированную поверхность Мохо и мантию с ослабленной вертикальной дифференциацией. Аномалии $\Delta g_{из}$ и Δg_B практически не связаны между собой и отражают разные стороны плотностной неоднородности литосферы.

Группа параметров, характеризующих неоднородность мантии на больших глубинах (сотни километров), включает аномальный гравитационный потенциал G и аномальную массу M_a . Вспомогательное значение имеет параметр $\Delta G/\Delta x$, дающий представление о латеральном изменении глубинной плотностной неоднородности.

Превышения геоида над эллипсоидом, рассматриваемые как численная мера геопотенциала G , варьируют от -52 до $+75$ м, среднее значение близко

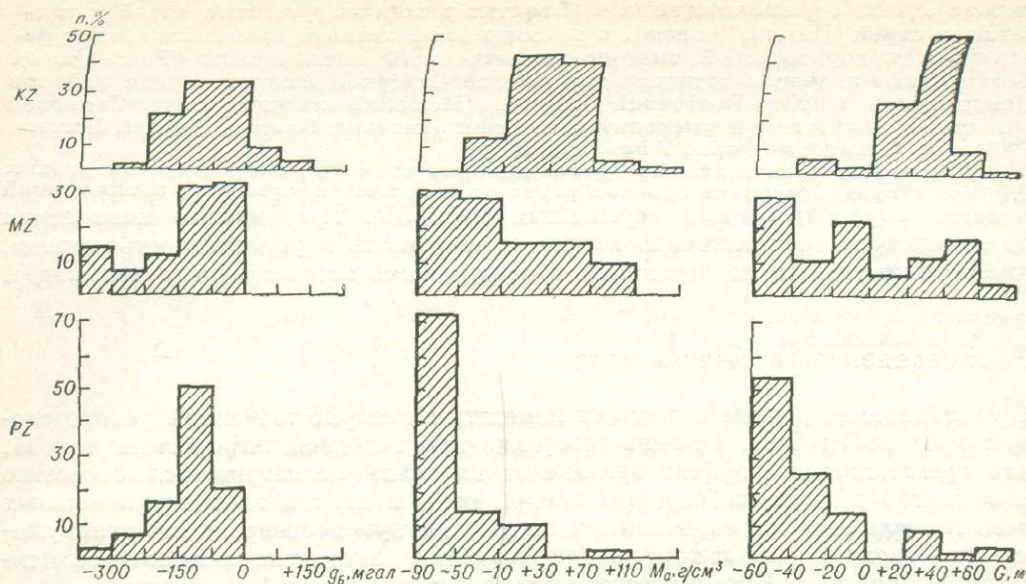


Рис. 34. Распределение гравитационных индикаторов масс в разновозрастных эвгеосинклинальных зонах.

к нулю (+2 м). Плотность аномальных масс, сконденсированных в 10-метровом слое, которая рассматривается как мера величины M_a , изменяется от -85 до $+135$ г/см³; среднее значение -18 г/см³. Переменные G и M_a сильно коррелированы друг с другом и менее тесно с аномалиями Буге (см. табл. 34). Отчетливо выражена отрицательная связь G и M_a с возрастом вулканитов.

На связь характеристик гравитационного потенциала (глобальных аномалий Фая) с тектоникой обратил внимание У.Каула [169]. В развитие его представлений мы проанализировали согласованность изменения величин G и M_a и переменных, которые показывают удаленность вулканических ареалов от изобаты 2 км в океане (R_2), от края континента в перми и юре-мелу (R_P , R_{J-K}), а также от наиболее характерных линий эпохи активного мобилизма (R_M); шкала относительного расстояния R_M построена так, что значения этой переменной увеличиваются с приближением к зоне конвергенции плит (замыкания Тетиса) и уменьшается с приближением к зонам их дивергенции (раскола континентов). Обращает на себя внимание высокая коррелированность переменных:

	R_2	R_P	R_{J-K}	R_M
G	-0,68	-0,64	-0,73	-0,56
M_a	-0,66	-0,70	-0,81	-0,38

Таким образом, избыток глубинных масс типичен для тех вулканических ареалов, которые относительно близки к окраинам континентов, тектонически

активным в современную эпоху и в мезозое. Недостаток глубинных масс характерен для ареалов, удаленных от молодых окраин континентов, а также для обширной области замыкания Тетиса в южной части Евразии. Характерно, что минимум G в зоне замыкания Тетиса резко асимметричен, имеет сложное поперечное сечение: на фоне общего уменьшения гравитационного потенциала проявлена ступень, которая показывает относительный избыток глубинных масс к югу от осевой линии складчатого пояса, т. е. и здесь имеются элементы сходства с другими палеозонами субдукции.

Переменные R_p , R_{J-K} , R_m учитывают уже значительную часть изменчивости аномалий гравитационного потенциала. Стандартное отклонение соответствующей множественной регрессии от данных Е. М. Гапошкина и К. Ламбека [145] составляет 15 м. Так же как и для параметров литосферы H , \bar{v} , Δg_B , изменения характеристик глубинных масс M_a и G в функции от возраста вулканитов лишь грубо приближенно описываются линейной моделью (см. рис. 34).

Аномалии G , соответствующие группам оближенных вулканических ареалов, являются частью более обширных и морфологически четко выраженных аномалий, продольные размеры которых составляют тысячи километров. Одна из таких аномалий, фиксируемая при всех обобщениях спутниковых данных, но особенно отчетливо выраженная на детальной карте, которую построили с учетом наземных и космических данных С. Винцент и Дж. Марш [179], трассирует мантийные корни Урала. Весьма примечательно, что линейная зона высокого градиента G , в основном совпадающая с Уралом, а на юге смещенная в сторону западного борта Прикаспийской впадины, пересекает Кавказ именно в том месте, где академик Н. С. Шатский выделил линеймент, рассекающий и платформу и складчатую область. Аномалия интересна в двух отношениях. Во-первых, она выделяется своей протяженностью: южная часть ее выходит далеко за пределы Евразии — в Восточную Африку. Здесь, на западном фланге супергигантской меридиональной «ступени» гравитационного потенциала располагаются великие африканские разломы. Во-вторых, в тылу палеозоны субдукции (Западная Сибирь, Казахстан) фиксируется не избыток, а дефицит глубинных масс. Наше объяснение этого явления сводится к следующему.

Уральская складчатая система формировалась в пределах сравнительно узкой и протяженной полосы, разделявшей крупные континентальные блоки с развитой теплоизолирующей литосферой. Как показали палеорекострукции А. В. Пейве, А. С. Перфильева, С. Н. Иванова и других геологов, коллизии Восточно-Европейской и Сибирской плит предшествовал рифтогенез, свидетельством чему являются рифейские толщи щелочных базальтоидов на западном склоне Урала и в ряде других мест. Режим вялого спрединга в начале палеозоя сменился противоположной тенденцией. На протяжении ордовика, силура и девона функционировала система зон субдукции, породившая мощные толщи докейтовых базальтов. Пространственно-временная близость рифтогенеза и субдукции обусловила повышенную пластичность мантии к началу погружения литосферной плиты. В свою очередь это предопределило большую крутизну погружения плиты, эффективное перераспределение поступающих масс, медленное насыщение зоны субдукции и прилегающего пространства литосферным материалом, монотонную и длительную аккумуляцию глубинного тепла. Именно эти особенности взаимодействия плит явились причиной «загадочного»

повторения на Урале начальных фаз тектоно-магматического цикла и запаздывания орогенеза.

Уходящие под Западный Урал структуры фундамента Восточно-Европейской платформы показывают, что в позднем палеозое субдуцировалась уже континентальная литосфера. Это привело к тому, что по физической характеристике мантии Урал оказался похожим на многие складчатые области Центральной Азии. Обычное следствие длительной субдукции — вторичный спрединг в тылу зоны взаимодействия плит — сформировал в Западной Сибири и в Казахстане рифтоподобные структуры и меридиональные линейные зоны структурной перестройки коры.

Таким образом, аккумуляция значительного количества тепла в тылу длительно и монотонно функционировавшей системы зон субдукции непосредственно повлияла (через сдвиг зоны фазового перехода) на плотность мантийного вещества. В сочетании с эффектом нагнетания материала континентальной литосферы эта причина определила формирование фиксируемого ныне дефицита глубинных масс. В области пересечения аномалий G , соответствующих Уралу и Тетису, выявляется явно наложенный характер широтных и субширотных структур. Продольная зональность Тетиса, учитываемая по аномалиям G , представляется весьма значительной. С этим согласуется распределение скоростей длиннопериодных волн Лява [152].

Глубинный разогрев и тепловой поток в верхней части литосферы

Характеристика разогрева мантийных и коровых масс основана на использовании двух главных показателей: плотности теплового потока q и вертикальной компоненты недипольной недрейфующей составляющей геомагнитного поля Z_{st} . Привлечены также вспомогательные показатели, которые построены на основе названных путем их нормирования и редуцирования. Оценки q получены из серии глобальных и региональных сводок [93, 127, 156, 176 и др.]; аномалии Z_{st} учтены по данным Т. Юкутаке и Х. Тачинака [232].

Среднее значение плотности теплового потока в верхней части литосферы рассматриваемых эвгеосинклинальных зон и стандартное отклонение этой величины в пределах выборки равны $(6,2 \pm 1,4) \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Основная часть определений сосредоточена в интервале $(4,6 \div 8,3) \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Совершенно отчетливо проявлена тенденция уменьшения q с увеличением возраста вулканитов (рис. 35). Для ареалов более молодого вулканизма характерна высокая дисперсия значений q , что отчасти объясняется эффектом вертикальных перемещений блоков земной коры: погружение блоков уменьшает параметр q , воздымание увеличивает его.

Среднее значение аномалии Z_{st} и стандартное отклонение в пределах выборки составляют $(3,67 \pm 3,81) \cdot 10^3$ гамм. Зависимость Z_{st} от времени проявления вулканической деятельности выражена так же отчетливо, как и для переменной q , однако противоположна по знаку. Дисперсия значений Z_{st} максимальна для киммерийских и альпийских эвгеосинклиналей и повторяет в этом отношении особенности распределения плотности теплового потока. Таким образом, переменные q и Z_{st} отрицательно коррелированы между собой (см. табл. 34). Максимальные значения Z_{st} характерны для центральных частей Евразии, включая обширную область замыкания Тетиса и проявления текто-

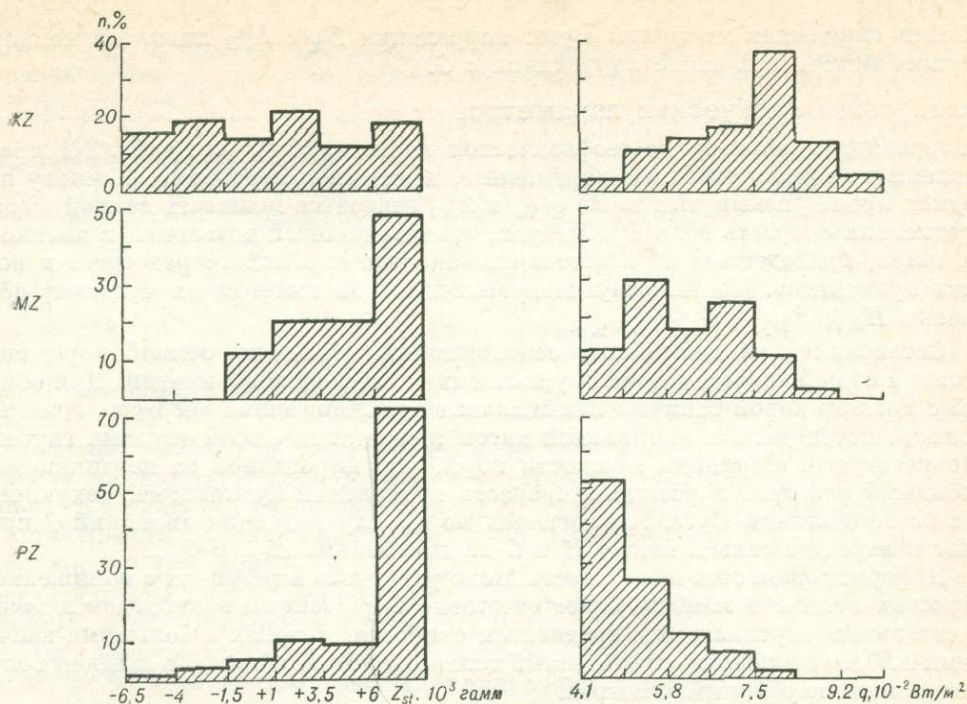


Рис. 35. Распределение индикаторов глубинного и поверхностного термического состояния в разновозрастных эвгеосинклинальных зонах.

но-магматической активизации (Тянь-Шань, Забайкалье, ряд районов Казахстана, Монголии и др.). Повышенными значениями Z_{st} фиксируются также вулканические ареалы на севере Африки, на востоке и северо-западе Северной Америки. Глубинный и поверхностный разогрев сопровождается подъемом поверхности литосферы, на что указывает положительная корреляция параметров Z_{st} и q с высотой h ($r_{Z_{st}-h} \approx r_{q-h} = +0,4$).

В дополнение к показателю q рассматривается вспомогательная переменная q/q_n , которая характеризует тепловой поток с учетом его нормального ослабления по мере старения вулканических полей, поскольку остывание литосферы прямо связано с возрастом фундамента [221]. Характерна высокая положительная корреляция q с q/q_n .

С учетом ярко выраженной зависимости аномалий Z_{st} от возраста вулканитов можно рассматривать аномалии $Z_{st,t}$, редуцированные за возраст t . В связи с тем, что аномалии Z_{st} обнаруживают сильные связи с другими переменными, последние в свою очередь могут быть приведены к условиям одинакового глубинного разогрева ($Z_{st} = \text{const}$). Так, в случае аномалий гравитационного потенциала G , для которых $r_{G-Z_{st}} = -0,7$, редукция позволяет исключить приблизительно половину его изменчивости, что особенно существенно для изучения сильно разогретых на глубине регионов (Карпаты, Тавр, Кавказ, Тянь-Шань, Памир и др.). Глубинный разогрев сопровождается также значи-

тельным снижением аномалий Буге: корреляция Z_{st} с Δg_B лишь на немного уступает отмеченной выше корреляции с G .

Взаимосвязи физических параметров

В корреляционной матрице геофизических характеристик (см. табл. 34) представлены не только основные переменные, но и вспомогательные. К числу последних кроме упомянутых выше q/q_n и Z_{st} относятся мощность земной коры, осредненная скорость воли P в мантии, гравитационный потенциал и аномальная масса, приведенные к условиям одинакового глубинного разогрева и возраста вулканитов. Соответствующие величины (за вычетом их средних) обозначены $H_{z,t}$, $F_{1v_{z,t}}$, $G_{z,t}$, $M_{a,z,t}$.

Остановимся на важнейших соотношениях. Мощность земной коры возрастает с общей консолидацией и уплотнением верхней зоны мантии. Для областей с мощной корой типичны минимальные значения аномалий Буге, гравитационного потенциала и аномальной массы в сочетании с максимумами глубинного разогрева. Вариации мощности коры, редуцированной за неодинаковый глубинный разогрев и различия возраста проявлений вулканизма, сохраняют связи с аномалиями Буге. Аналогичная по смыслу редукция аномалий G приводит к передаче связей между H и G на переменные $H_{z,t}$ и $G_{z,t}$.

Деформированность поверхности Мохо увеличена в регионах с пониженной скоростью воли P в мантии, более отчетливо выраженным волноводом и менее значительным вертикальным градиентом скорости. В зонах с большими значениями $\Delta H/\Delta x$ отмечается повышенный тепловой поток, а также в среднем более интенсивный глубинный разогрев.

Связи скорости \bar{v} в основном повторяют связи мощности коры H , однако в ослабленном виде. Плотность (консолидированность) коры, отмечаемая переменной \bar{v} , увеличивается по мере охлаждения кристаллической толщи. Повышенная скорость продольных волн в мантии (до глубины 200—300 км) сочетается с охлаждением верхних зон литосферы, интенсивным глубинным разогревом и обусловленным им дефицитом глубинных масс. При фиксации значений Z_{st} появляется положительная корреляция аномалий геопотенциала с осредненной скоростью продольных волн в верхней части мантии. Отчетливость проявления мантийного волновода положительно связана со всеми характеристиками разогрева.

Гравитационные индикаторы масс в разной степени, но всегда положительно коррелированы друг с другом. Их связи с параметрами теплового поля преимущественно отрицательные, однако избыток глубинных масс сочетается с повышенным тепловым потоком в верхней части литосферы. Такое же соотношение характерно для современных островных дуг и вулканических цепей на активных окраинах континентов.

Рассмотренные соотношения конкретизируются канонической корреляцией группы переменных. Для сейсмических параметров литосферы и гравитационных индикаторов поверхностных и глубинных масс получено два решения.

Сейсмическая характеристика литосферы			Канонический корень $r_{\text{к}}^2$	Гравитационная характеристика масс				
H	\bar{v}	v_M		Δg_B	$\Delta g_{\text{из}}$	G	$\Delta G/\Delta x$	M_a
+0,9	-0,2	-0,1	0,86	-0,8	+0,1	-0,6	0,0	+0,2
0,0	+0,9	-0,2	0,51	+0,7	+0,2	-0,4	-0,3	-0,5

ТАБЛИЦА 36

Каноническая корреляция параметров сейсмических разрезов коры разновозрастных эвгеосинклинальных зон с характеристиками электромагнитного и теплового поля и скоростью волн P в мантии

Параметры сейсмических разрезов земной коры					Канонический корень r^2_K	Характеристика электромагнитного и теплового поля		Характеристика скорости волн P в мантии			Возраст t
\bar{v}	v_M	H	$\frac{\Delta H}{\Delta x}$	h		Zst	q	F_{1v}	F_{2v}	F_{3v}	
—	-0,4	+0,9	—	-0,2	0,80	+0,8	—	-0,2	—	-0,4	+0,2
-0,1	—	-0,2	—	+0,9	0,67	+0,5	+0,6	-0,5	—	+0,2	+0,2
—	—	—	+0,5	+0,8	0,71	+0,7	+0,5	-0,5	-0,1	+0,1	+0,2
—	—	+0,9	-0,2	-0,2	0,84	+0,9	-0,3	+0,3	—	-0,2	+0,2

Первое решение показывает, что мощной и умеренно легкой земной коре в целом соответствует дефицит масс и в литосфере и на больших глубинах, однако гетерогенность распределения масс может быть причиной некоторой их неустойчивости с позиций изостазии. Второе решение отражает сочетание роста скорости \bar{v} и уменьшения v_M , т. е. развитие плотной коры, подстилаемой разогретой мантией, чему соответствует комбинация индикаторов избытка поверхностных масс и дефицита глубинных.

При канонической корреляции более разнообразных характеристик коры и мантии разновозрастных эвгеосинклинальных зон (табл. 36) выявляются закономерные изменения сейсмических параметров земной коры в функции от глубинных мантийных характеристик.

Мощная земная кора при пониженной скорости волн P на поверхности Мохо находится в соответствии с разогретой мантией, отличающейся пониженной средней скоростью продольных волн и вместе с тем менее четко выраженным астеносферным волноводом. (Пониженная граничная скорость v_M подчеркивает сокращение минимума скорости в волноводе). Резко приподнятая литосфера с несколько меньшей скоростью продольных волн в коре и некоторым подъемом поверхности Мохо сочетается с интенсивным разогревом масс на всех уровнях, ослабленной консолидированностью мантии, а также с уменьшением скорости волн в возбужденном астеносферном волноводе. Аналогичная характеристика глубин отвечает высокому положению поверхности литосферы в сочетании с сильной деформированностью границы Мохо. Два последних соотношения обычны для областей палеозойского вулканизма, подвергшихся тектоно-магматической активизации. Мощная просевшая земная кора с более или менее выровненным рельефом границы Мохо типична для областей, в которых разогрев больших глубин сопровождается охлаждением литосферы. Этим процессам сопутствует консолидация верхней части мантии и некоторое сокращение астеносферного волновода.

Эволюционный тренд физического состояния глубин

Сопоставление геофизических данных по ареалам разновозрастного вулканизма, включенным в анализируемую выборку, позволяет конкретизировать и в сжатом виде изложить особенности эволюции физического состояния глу-

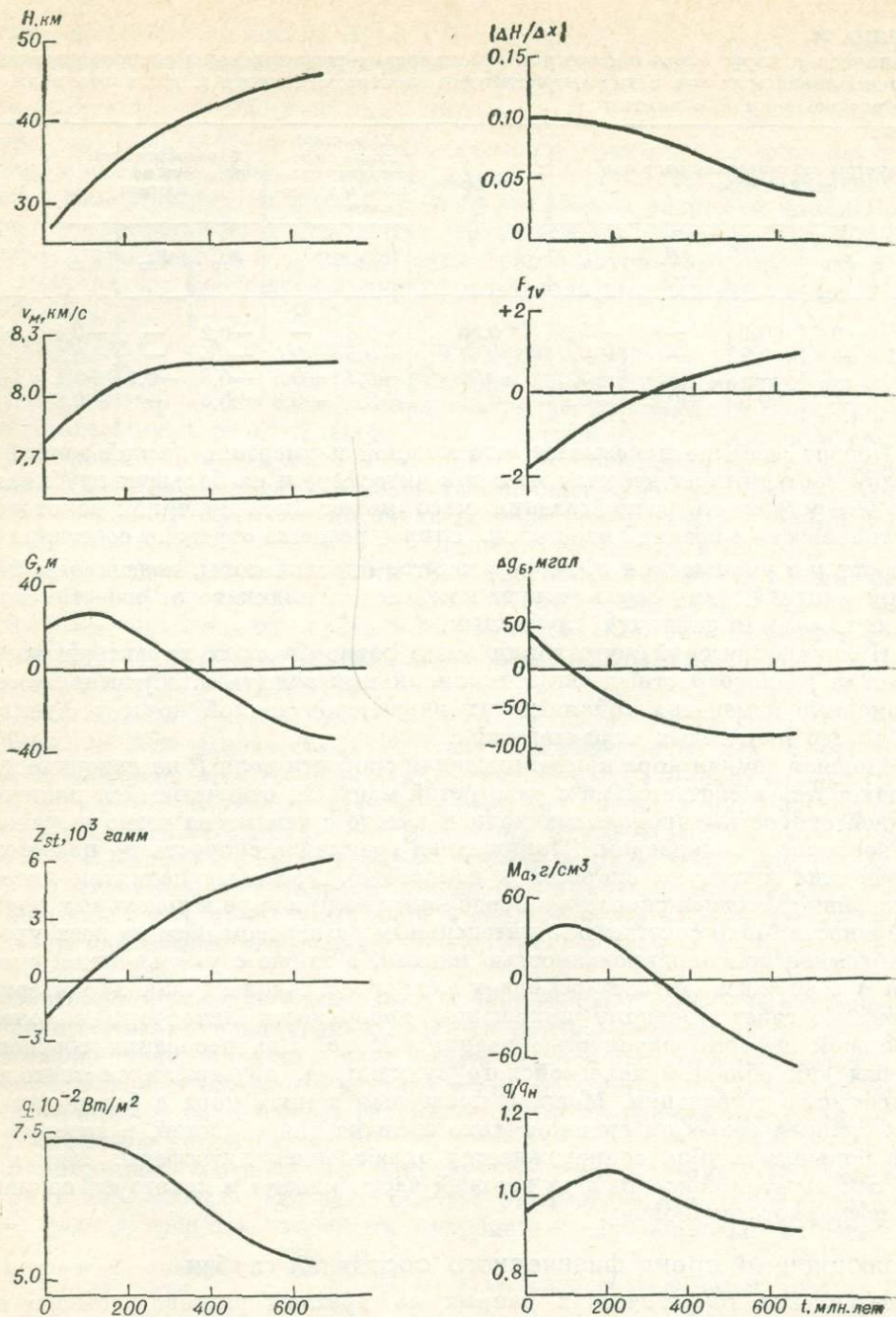


Рис. 36. Тенденции эволюционного изменения геофизических параметров эвгеосинклиналичных зон.

бин после завершения формирования эвгеосинклиналей. Эргодическая гипотеза, которая лежит в основе объяснения многих геологических явлений, позволяет рассматривать величины, осредненные по множеству разновозрастных объектов, как наиболее вероятные изменения характеристик одного типичного объекта, развернутые во времени. Таким образом мы получаем наиболее общие, генерализованные, тенденции, которые могут сопровождаться значительными уклонениями, если обратиться к конкретным примерам.

После формирования вулканической толщи с течением времени происходит остывание земной коры, при этом уменьшается тепловой поток через ее поверхность ($r_{t-q} = -0,6$). Процесс остывания вначале идет медленно (вулканические явления продолжаются по соседству) и лишь спустя приблизительно 200 млн. лет этот процесс становится активным. Он в основном заканчивается при $t \approx 400 \div 600$ млн. лет (рис. 36). Не исключено, что приведенная здесь оценка темпов остывания коры в первые 100—200 млн. лет оказалась смещенной в силу специфики геологической истории Земли в мезозое и кайнозое. На это указывает пологий максимум переменной q/q_n при $t \approx 200$ млн. лет. В свою очередь максимум может служить некоторым признаком глобального разогрева земной коры после пермо-триасового раскола Пангеи.

Формирование вулканической толщи отражает лишь один из этапов дифференциации мантийного вещества. Процесс дифференциации продолжается, поэтому мощность земной коры возрастает ($r_{t-H} = +0,5$); особенно заметно кора утолщается в течение 200—300 млн. лет, а далее темп замедляется. Утолщение коры сопровождается выполаживанием ее нижней границы ($r_{t-\Delta H/\Delta x} = -0,3$) и ростом сейсмической скорости не только выше границы Мохо ($r_{t-\bar{v}} = +0,3$), но и в мантии — на глубине в первые сотни километров. На уровне астеносферы рост скорости заметен мало или отсутствует совсем, тогда как на глубине около 250 км он проявляется более отчетливо и монотонно, отражая эволюционные изменения вертикальной дифференциации мантийного материала. Граничная скорость распространения продольных волн вдоль поверхности Мохо особенно резко повышается в течение 100—200 млн. лет, после чего общая зависимость от времени становится несущественной, уступая место влиянию региональных причин.

Темпы консолидации мантии в целом соответствуют темпам роста толщины коры, т. е. более значительны в первые 200—300 млн. лет. Рост земной коры сопровождается уменьшением аномалий Буге. Закономерный спад их завершается приблизительно в течение 200—250 млн. лет. Средний уровень изостатических аномалий практически не зависит от времени, прошедшего после формирования вулканитов, однако постепенно снижается диапазон вариации этих аномалий от региона к региону.

Аккумуляция и разогрев глубинных масс изменяются со временем более сложно. В течение 50—100 млн. лет после формирования вулканитов продолжается дальнейшее накопление глубинных масс (слабый рост G и M_a), что можно связать с функционированием соседних зон субдукции. Спустя примерно 200 млн. лет уже идет активный процесс перераспределения, прогресса и расщипывания накопленных глубинных масс, который в основном прекращается, когда возраст пород достигает 350—400 млн. лет. При этом сохраняется большой диапазон значений G и M_a , отражая тем самым региональную специфику распределения глубинных масс. Для учитываемой совокупности разновозраст-

ных вулканических ареалов коэффициент $r_{t-M_a} = -0,65$; $r_{t-Z_{st}} = +05$. Длительный процесс разогрева холодного материала, принесенного движущейся океанической литосферной плитой, завершается рассеиванием не только избыточных масс, но и тепла.

ФОРМАЛИЗОВАННАЯ МОДЕЛЬ АККУМУЛЯЦИИ МАСС, ТЕПЛА И НАПРЯЖЕНИЙ В ЗОНЕ СУБДУКЦИИ — ФЕНОМЕНОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ЭВОЛЮЦИИ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Введем обозначения: $m(t)$ и $q(t)$ — соответственно масса и тепло, аккумулируемые в единичном сегменте зоны Бенъофа и ее тыла за единичный интервал времени, в момент времени t ; $M(t)$ и $Q(t)$ — интегральные характеристики массы и тепла, накопленных за время $(0, t)$; $v_n(t)$ — скорость субдукции литосферной плиты; $p(t)$ — сжатие аккумулируемого материала; $\mu(t)$ — коэффициент трения; K_i — положительный коэффициент пропорциональности ($i = 1, 2, \dots$).

Исходя из общих соображений принимаем, что увеличение массы $m(t)$ прямо связано с ростом скорости $v_n(t)$, но аккумуляция затрудняется по мере накопления избыточного материала:

$$m(t) = K_1 v_n(t) - K_2 \int_0^t m(s) ds;$$

$$dm(t)/dt + K_2 m(t) = K_1 dv_n(t)/dt.$$

Решая дифференциальное уравнение, находим последовательно $m(t)$ и

$$M(t) = \int_0^t m(\gamma) d\gamma = \int_0^t e^{-K_2 \gamma} \left[K_1 v_n(0) + K_1 \int_0^\gamma \frac{dv_n(s)}{ds} e^{K_2 s} ds \right] d\gamma.$$

В частном случае при $v_n(t) = \text{const} = v_n$ имеем

$$M(t) = K_1 K_2^{-1} (1 - e^{-K_2 t}); \quad \lim_{t \rightarrow \infty} M(t) = K_1 K_2^{-1} v_n.$$

Вывод о связи аккумулированной массы со скоростью субдукции согласуется с эмпирическими данными (см. табл. 16): $r_{M_a-v_n} = +0,6$.

Принимаем в качестве отправных положений, что выделение тепла пропорционально скорости $v_n(t)$ и трению $\mu(t)$; коэффициент трения уменьшается по мере накопления тепла и разогрева масс; расход тепла зависит от рассогласования между скоростью движения плиты и скоростью аккумуляции массы. С учетом этого выделение тепла в единицу времени описываем выражением

$$K_3 v_n(t) \mu(t) = K_3 v_n(t) \left[\mu(0) - K_4 \int_0^t q(s) ds \right].$$

Интеграл в правой части равенства

$$v_n(t) = K_1^{-1} m(t) + K_2 K_1^{-1} \int_0^t m(s) ds$$

характеризует интересующую нас степень рассогласования величин $v_n(t)$ и $m(t) K_1^{-1}$, а произведение интеграла на множитель $K_5 K_2 K_1^{-1}$ представляет потери тепла. Отсюда

$$q(t) = K_3 v_n(t) \mu(t) - K_5 K_2 K_1^{-1} M(t) = K_3 v_n(t) \mu(0) - \\ - K_5 K_2 K_1^{-1} \int_0^t e^{-K_2 \gamma} \left[K_1 v_n(0) + K_1 \int_0^\gamma \frac{dv_n(s)}{ds} e^{K_2 s} ds \right] d\gamma - K_3 K_4 v_n(t) \int_0^t q(s) ds.$$

Учитывая, что

$$\int_0^t q(s) ds = Q(t) \quad \text{и} \quad q(t) = dQ(t)/dt,$$

получаем дифференциальное уравнение

$$\frac{dQ(t)}{dt} + K_3 K_4 v_n(t) Q(t) = K_3 \mu(0) v_n(t) - \\ - K_2 K_5 \int_0^t e^{-K_2 \gamma} \left[v_n(0) + \int_0^\gamma \frac{dv_n(s)}{ds} e^{K_2 s} ds \right] d\gamma.$$

Поскольку $Q(0) = 0$, решение уравнения имеет вид

$$Q(t) = \exp \left[-K_3 K_4 \int_0^t v_n(x) dx \right] \int_0^t \left\{ K_3 \mu(0) v_n(x) - K_2 K_5 \int_0^x \exp(-K_2 \gamma) \times \right. \\ \left. \times \left[v_n(0) + \int_0^\gamma \frac{dv_n(s)}{ds} \exp(K_2 s) ds \right] d\gamma \right\} \exp \left[K_3 K_4 \int_0^x v_n(s) ds \right] dx.$$

В частном случае при $v_n(t) = \text{const} = v_n$ и дополнительном условии $\lim_{t \rightarrow \infty} Q(t) = 0$ имеем

$$Q(t) = \frac{K_3 v_n \mu(0)}{K_3 K_4 v_n - K_2} [e^{-K_2 t} - e^{-K_3 K_4 v_n t}].$$

Функция $Q(t)$ принимает максимальное значение при

$$t_{\text{ext}} = [\ln(K_3 K_4 v_n) - \ln K_2] / (K_3 K_4 v_n - K_2).$$

Итак, при сделанных допущениях движение плиты с постоянной скоростью порождает разогрев глубинных масс с накоплением тепла и последующим охлаждением. Количество накопленного тепла тем больше, чем выше скорость плиты, сильнее трение и чем медленнее насыщение зоны Бенъофа поступающими массами. При более общем ограничении $Q(\infty) = \text{const} > 0$ получаем сходные выводы.

Если считать, что сжатие $p(t)$ аккумулируемого материала растет с увеличением скорости $v_n(t)$ и снижается по мере накопления тепла и разогрева глубинных масс:

$$p(t) = K_6 v_n(t) - K_7 Q(t),$$

то максимум глубинного разогрева приходится на время $t = t_{\text{ext}}$ минимального сжатия. Уменьшение сжатия до отрицательных значений (т. е. до наступления расширения), что зависит, в частности, от соотношения коэффициентов K_6 и K_7 , сопровождается выносом глубинного тепла вместе с массами, испытывающими расширение и подъем. В широком диапазоне условий, т. е. при разных скоростях движения плиты, в том числе при $v_n(t) = \text{const}$, модель описывает хорошо известную смену тектоно-магматического режима, включая орогенез и активизацию.

Итак, моделирование физических явлений в зоне взаимодействия литосферных плит приводит к феноменологическим закономерностям классической геологии, одновременно допуская и поясняя уклонения от них.

СОПРЯЖЕННЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВА ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ХАРАКТЕРИСТИК ГЛУБИН КАК ОТРАЖЕНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ ДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В ПАЛЕОЗОНАХ СУБДУКЦИИ

Линейная корреляция

Первое общее представление о характере связей между составом вулканических комплексов и особенностями строения глубин дает матрица общих парных коэффициентов корреляции (табл. 37). Эта матрица включает также корреляционные связи возрастных показателей пород. Чтобы не перегружать таблицу, в ней оставлены только округленные значимые (при 95%-ной доверительной вероятности) коэффициенты. Обращают на себя внимание преобладающие низкие значения коэффициентов, кроме того, и общее число значимых оценок сравнительно невелико. Причину этого нетрудно понять, если учесть, что в данном случае мы сопоставляем продукты наиболее ранних проявлений тектоно-магматической активности с итоговой характеристикой развития регионов.

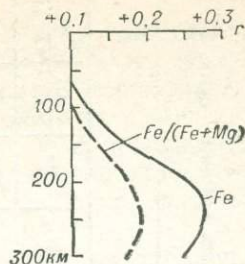
Наиболее существенны и многочисленны связи геофизических параметров с возрастом вулканитов t (о природе этих связей говорилось в предыдущем разделе). Как и следовало ожидать, никакой зависимости между положением вулканитов в пределах единого тектоно-магматического цикла (характеристика Δt) и особенностями состояния глубин не установлено. Очевидно, что существенные изменения строения коры и мантии более тесно связаны с тектоно-магматическими циклами в целом, а не с какими-либо их фиксированными этапами. Не менее разительны различия в связях t и Δt с характеристиками состава вулканических комплексов. От ранних фаз к поздним обычно растет кислотность и дифференцированность комплексов. Нередко при этом базальтоиды становятся несколько более калиевыми. Совсем иные тенденции обнаруживаются при анализе эволюции в глобальном масштабе. Межфазовые различия осредняются, и на первый план выступает прогрессивное снижение концентрации железа и железистости базальтоидов [на это уже обращалось внимание при анализе распределений Fe и $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$]. Петрогенетические аспекты этой тенденции рассматриваются в заключительном разделе главы VI. Здесь мы только подчеркнем, что неправомерно переносить эволюционные закономерности, установленные в регионе, на глобальный уровень, как это нередко практикуется.

ТАБЛИЦА 37

Общие парные коэффициенты корреляции между характеристиками состава эвгеосинклинальных вулканических комплексов и параметрами глубинного строения территории

Параметры	t	Δt	Состав комплексов в целом				Состав базальтоидов										
			W_{yo}	W_o	W_k	$\overline{SiO_2}$	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Fe	$\frac{TiO_2}{Fe}$	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$
t	+1,0	-0,3					+0,2		-0,2							+0,5	+0,3
Δt	-0,3	+1,0	-0,3	-0,4		+0,4								+0,3		-0,3	
H	+0,5								-0,2							+0,3	+0,3
$\Delta H/\Delta x$	-0,3									+0,2						-0,2	-0,2
\bar{v}	+0,3				+0,2	+0,2	-0,2					-0,2		-0,2		-0,3	
F_{1v}	+0,6				+0,3				-0,2				+0,2		+0,2		
F_{2v}	+0,3														+0,2		-0,2
F_{3v}								-0,2									
$\Delta g_{из}$							-0,2	+0,2								-0,3	
Δg_B	-0,3															-0,2	
G	-0,6		+0,3				+0,2		+0,2	-0,2					-0,3	+0,3	-0,3
M_a	-0,7								+0,2						-0,2		-0,2
q	-0,6												+0,2		-0,3		-0,2
Z_{st}	+0,5																

Рис. 37. Корреляция содержания железа и железистости геосинклинальных базальтоидов со скоростью продольных сейсмических волн на разных глубинах.



Обращаясь к зависимостям между составом вулканических комплексов и характеристиками глубин, отметим прежде всего очевидную во многих случаях индуцированность этой зависимости эволюционным трендом. В полной мере это относится к связям Fe и Fe/(Fe + Mg). Корреляционные зависимости TiO_2 и TiO_2/Fe аналогичны друг другу, но связи TiO_2/Fe выражены более отчетливо. Весьма слабы связи MgO, CaO, Na_2O , P_2O_5 и особенно Fe_2O_3/Fe . Примечательны многочисленные связи у аномалий геопотенциала при почти полном отсутствии их у аномалий Буге. Это обстоятельство может указывать на значительную глубинность петрогенетических процессов, что наглядно иллюстрировалось при анализе этих соотношений в островных дугах. Кроме того, в данном случае играет роль независимость аномалий геопотенциала (в сравнении с аномалиями Буге) от вертикальных перемещений поверхности литосферы. Здесь, весьма вероятно, важное значение имеют процессы тектономагматической активизации, сопровождающиеся разогревом и перераспределением материала в астеносферном слое. Эти процессы, очевидно, находят непосредственное отражение в конфигурации гравитационных аномалий.

Малая стабильность физических условий в пределах астеносферного слоя сказывается также при прослеживании корреляционных связей между составом базальтоидов и скоростью продольных сейсмических волн на разных глубинах в мантии. Своего рода петрохимическое зондирование верхней мантии (рис. 37) показывает, что в интервале глубин 75—150 км существенных корреляционных связей вообще не наблюдается. На глубине 200—250 км появляется значимая связь, а глубже вновь как будто намечается тенденция к ее постепенному ослаблению. На рисунке не показаны коррелогаммы тех характеристик состава, связи которых со скоростями оказались крайне слабыми, не выходящими за пределы 95%-ного доверительного интервала. То обстоятельство, что скорости сейсмических волн, содержание железа и железистость обнаруживают положительную корреляцию, означает, что рост концентрации железа в продуктах вулканизма, возможно, сопровождается аналогичным ростом содержания этого компонента в составе мантии при еще более значительном сокращении содержания кремнезема либо в мантии возрастает концентрация магния при постоянстве содержания кремнезема. Согласованный рост концентрации железа в базальтоидах и скорости волн P в мантии отвечает главному эволюционному тренду.

На этом мы временно прерываем анализ указанных в табл. 37 связей, ибо получение уверенных заключений не обеспечено дополнительным контролем. Обратимся теперь к кислым вулканикам (табл. 38). Как видим, здесь связи близки к установленным для базальтоидов, но не тождественны им. Выявлено

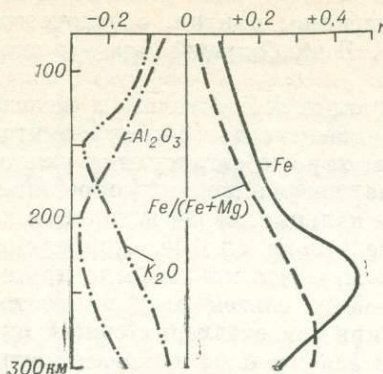


Рис. 38. Корреляция состава кислых геосинклинальных вулканитов со скоростью продольных сейсмических волн на разных глубинах.

больше значимых связей, и нередко сопоставимые коэффициенты корреляции выше по абсолютному значению. Парадоксально, но состав продуктов коровых магм оказывается иногда более чутким индикатором физических условий в мантии, чем состав ее непосредственных производных (рис. 38). С подобным соотношением рассматриваемых характеристик в дальнейшем придется сталкиваться неоднократно. Причина его не вполне ясна. Заслуживает внимания следующее объяснение. Кислые вулканиты отличаются от основных относительно низким кларком большинства петрогенных элементов. К тому же и коэффициент вариации этих элементов несколько ниже, что, по-видимому, можно связывать и с большей стабильностью условий выплавления кислых магм, и с более четко выраженным котектическим минимумом. Понятно, что на таком фоне даже

ТАБЛИЦА 38

Общие парные коэффициенты корреляции между характеристиками состава кислых вулканитов и параметрами глубинного строения территории

Параметры	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Fe	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	$\frac{Fe_2O_3}{Fe}$
t				-0,3	+0,5	+0,3	-0,3
Δt				+0,3			+0,3
H					+0,3		-0,2
$\frac{\Delta H}{\Delta x}$			-0,2		-0,3		
$\frac{v}{v}$				-0,3	+0,3		-0,2
F_{1v}					+0,3	+0,2	-0,2
F_{2v}	-0,3				+0,3		
F_{3v}				+0,2	-0,2		
$\Delta g_{из}$			-0,2		-0,2	-0,2	
Δg_B		+0,2					
G				+0,3	-0,3	-0,3	+0,3
M_a					-0,4	-0,3	+0,3
q	+0,3			+0,3	-0,5	-0,3	+0,3
Z_{st}					+0,2	+0,2	

95%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,2$.

небольшие в абсолютном выражении колебания концентрации элементов, вызываемые тем или иным взаимодействием с веществом мантии, обеспечивают значительные изменения относительных величин. В наибольшей мере это относится к фемическим компонентам.

В соответствии с таким выводом корреляционные связи железа и железистости кислых пород повторяют аналогичные связи основных вулканитов, но выражены несколько более отчетливо. С этим хорошо согласуются уже отмеченные довольно высокие внутрисериальные коэффициенты корреляции. Можно говорить также об однотипном поведении кальция, связи которого с характеристиками глубин в том и другом случае весьма слабые. Корреляции глинозема и щелочей, напротив, существенно разные, что можно было предполагать и ранее с учетом крайне слабых внутренних связей этих элементов. Разительные различия обнаруживаются также при сопоставлении связей окисленности железа. В кислых породах эти связи значительны и, по всей видимости, индуцированы вариациями концентрации калия; в основных вулканитах они пренебрежимо малы. Так же как и для основных пород, и, вероятно, по тем же причинам состав кислых вулканитов в большей мере коррелирован с параметрами G и M_a , чем с Δg_B .

Главные компоненты изменчивости

Существенную пользу для понимания природы наблюдаемых связей между составом вулканических комплексов и геофизическими характеристиками глубин дает выделение главных компонент изменчивости рассматриваемой системы переменных. Анализ результатов обработки исходных данных R -методом факторного анализа (табл. 39) позволяет прийти к следующим заключениям. Первый фактор, определяющий приблизительно четвертую часть суммарной изменчивости системы, включает с очень высокими нагрузками пять переменных, которые в совокупности характеризуют пространственно-временной тренд мантии в коре. В соответствии с этим трендом более древние вулканические комплексы в современную эпоху оказываются расположенными преимущественно в центральных частях континентов. Это соотношение отвечает хорошо известной схеме последовательного обрастания складчатыми системами ранних ядер стабилизации.

Наиболее древние вулканиты, как уже отмечалось ранее, отличаются повышенными значениями Fe и $Fe/(Fe + Mg)$. Вместе с тем центральные области континентов в целом характеризуются большей глубиной расположения границы Мохо, повышенной средней скоростью распространения продольных сейсмических волн в коре и мантии, значительным градиентом нарастания скорости сейсмических волн с глубиной, отрицательными гравитационными аномалиями в редукции Буге и ослабленным тепловым потоком. В хорошем согласии с поведением перечисленных параметров находится также отрицательное превышение поверхности геоида над эллипсоидом, т. е. относительный дефицит глубинных масс, что отчасти может быть результатом разуплотнения мантийного вещества при избыточном глубинном разогреве. О последнем процессе свидетельствует повышенное значение вертикальной компоненты недрейфующей недипольной составляющей геомагнитного поля. Все это вместе взятое

ТАБЛИЦА 39

Результаты факторного анализа характеристик базальтоидных ареалов

Фактор	Вес, %	Общая характеристика комплексов				Петрохимическая характеристика базальтоидов					
		Временные показатели		Состав		$\frac{\text{TiO}_2}{\text{Fe}}$	Al_2O_3	Fe	$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$	Na_2O	K_2O
		t	Δt	$\overline{\text{SiO}_2}$	W_0						
F_1	28	++						+	+		
F_2	15							-	-		
F_3	12		+	+		-	+	-		-	+
F_4	10		+			+			+	+	
F_5	8			+					+		+

Фактор	Вес, %	Геофизическая характеристика глубин										Интерпретация	
		Параметры сейсмического разреза коры					Индикаторы аномальных масс			Индикаторы термического режима			
		H	$\frac{\Delta H}{\Delta x}$	\bar{v}	F_{1v}	F_{2v}	F_{3v}	Δg_{H3}	Δg_B	G	q		Z_{st}
F_1	28	++		+	+++	+			-	--	-	++	Главный эволюционный тренд
F_2	15	+	++	-		-	++		--		+	+	Общепланетарный разогрев подкоровых масс (тектоно-магматическая активизация)
F_3	12			+		-		+					Эволюция в пределах тектоно-магматического цикла
F_4	10												Проявление корового вулканизма
F_5	8					-	+		-				Неоднородность верхней мантии

Примечание. Знаки «+» и «-» соответствуют факторным нагрузкам a , у которых $0,3 \leq |a| < 0,6$; знаки «+++» и «---» — $|a| > 0,6$.

позволяет в тенденции, задаваемой первым фактором, видеть направленное развитие литосферы континентов в результате дифференциации мантийного вещества. В той мере, в какой допустимо считать, что образование и рост континентов отвечают главному направлению развития лика Земли, мы вправе ставить выделенную тенденцию в соответствие с главной линией эволюции планеты в целом. Здесь, однако, сразу же следует оговориться. Не исключено, что процессы разрушения и преобразования континентальных блоков коры в результате рифтогенеза и базификации (океанизации) играют в истории Земли не меньшую роль, но итоги этих процессов в геологическом прошлом континентов распознаются с трудом. Обычно о них удается судить лишь на основании косвенных данных.

Второй фактор включает с высокими нагрузками преимущественно геофизические характеристики глубин. Отчетливый минимум скоростей сейсмических волн в пределах астеносферной зоны (параметр F_{30}) сопровождается общей пониженной скоростью сейсмических волн в коре, наибольшими деформациями поверхности Мохо, отрицательными гравитационными аномалиями, а также повышенным разогревом мантии при увеличенном тепловом потоке. Соответствующие базальтоиды отличаются повышенной магнезиальностью, т. е. при прочих равных условиях их выплавление осуществлялось при более высокой температуре. Все это в совокупности позволяет считать, что второй фактор отражает влияние процессов тектоно-магматической активизации, сопровождающейся указанными термическими и связанными с ними механическими эффектами. Заслуживает внимания отмеченная особенность состава базальтоидов, оказавшихся в пределах зоны последующей активизации. Высокотемпературный (магнезиальный) характер пород, синхронных активизации, представляется вполне закономерным. Наличие же этой особенности у существенно более древних (палеозойских) образований заставляет предполагать определенную «термическую подготовленность» зон активизации.

Третий фактор отражает хорошо известную тенденцию изменения химического состава геосинклинальных базальтоидов от ранних к поздним фазам вулканической активности. Более фемичные, часто с повышенным содержанием титана существенно натровые базальтоиды обычно сменяются породами с несколько повышенной концентрацией SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O . Положение изучаемых вулканических ареалов (последовательные вулканические фазы разновозрастных комплексов) в пространстве первого и третьего факторов (рис. 39) показывает, что более древние комплексы находятся в области положительных значений первого фактора; переход от ранних к поздним фазам вулканической активности отражается в смещении точек диаграммы в направлении положительных значений третьего фактора.

Нагрузки на геофизические переменные дают представление о некоторых различиях глубинного строения вулканических зон, отвечающих разным фазам тектоно-магматического цикла. В пределах ареалов наиболее поздних геосинклинальных вулканических зон чаще наблюдаются положительные изостатические аномалии, средняя скорость продольных сейсмических волн в коре оказывается несколько более высокой при менее резком нарастании ее с глубиной в мантии. Иными словами, к концу геосинклинального этапа усиливается общая гравитационная неуравновешенность литосферы, что, вероятно, облегчает реализацию последующего орогенического процесса. Понятно, что эта неурав-

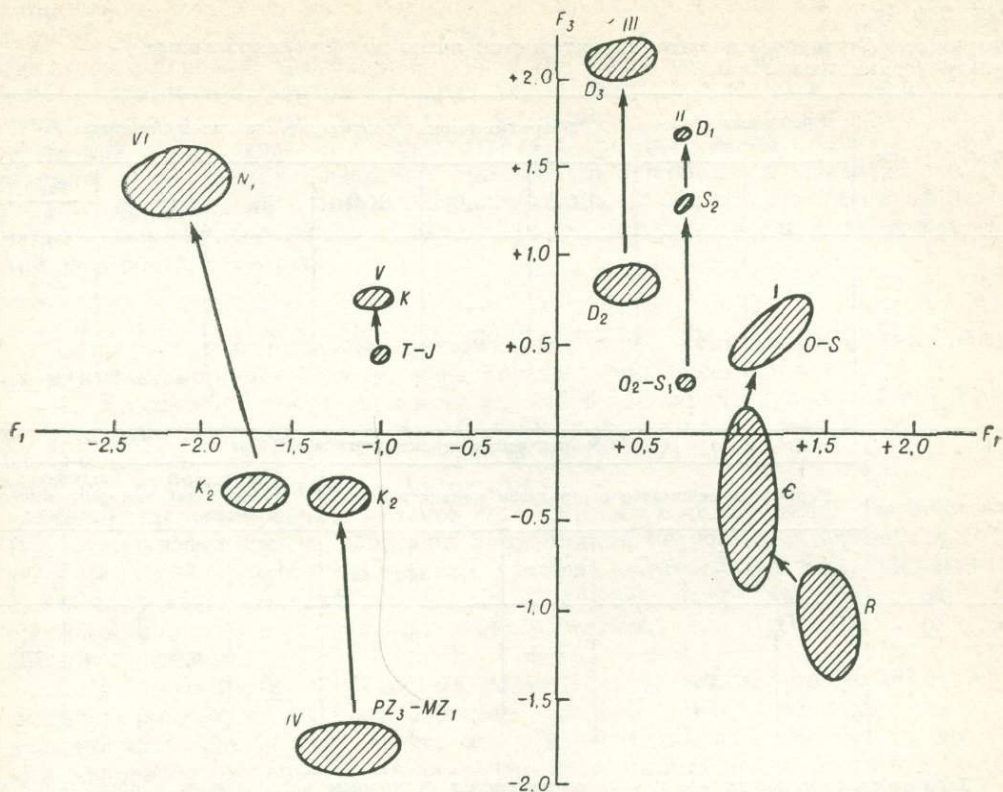


Рис. 39. Вулканические ареалы в пространстве первого и третьего факторов.

I — Казахстан; *II* — Урал, Магнитогорский синклиорий; *III* — Северный Кавказ; *IV* — Сахалин; *V* — п-ов Тайнос; *VI* — Курилы.
Заштрихована область за пределами 95%-ного доверительного интервала.

повешенность отчетливо наблюдается в мезозойских и более молодых складчатых областях. В более древних структурах она почти нацело затухивана последующими процессами.

Четвертый фактор в еще большей мере, чем предыдущий, узко специализирован — включает только петрохимические параметры. Он отражает различия состава базальтоидов, входящих в разные типы вулканических ассоциаций. Базальтоиды дифференцированных комплексов (W_0) оказываются в среднем более титанистыми, железистыми и щелочными.

Пятый фактор — последний из допускающих содержательную интерпретацию. Вулканические комплексы с общей повышенной кислотностью и с обычной при этом повышенной железистостью базальтоидов при прочих равных условиях чаще встречаются в регионах, для которых типична значительная вертикальная расслоенность верхней мантии — пониженная средняя скорость сейсмических волн (F_{1v}) при заметном ее градиенте (F_{2v}). Такого рода регионы

Результаты факторного анализа характеристик полно дифференцированных вулканических ассоциаций

Фактор	Вес, %	Временные показатели		Петрохимическая характеристика кислых вулканитов						
		t	Δt	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	Fe	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	$\frac{Fe_2O_3}{Fe}$	
F_1	32	++				-	+			-
F_2	18				-		-			
F_3	13		+	-	-	++		++		+

Фактор	Вес, %	Геофизическая характеристика глубин									
		Параметры сейсмического разреза мантии и коры						Индикаторы аномальных масс		Индикаторы термического режима	
		H	$\frac{\Delta H}{\Delta x}$	\bar{v}	F_{1v}	F_{2v}	F_{3v}	$\Delta g_{из}$	G	q	Z_{st}
F_1	32	++	-	++	++	+			--	--	++
F_2	18	+	++			-		+	+	+	+
F_3	13			-			+	-			+

Примечание. Знаки «+» и «-» соответствуют факторным нагрузкам a , у которых $0,3 \leq |a| < 0,6$; знаки «++» и «--» — $|a| > 0,6$.

выделяются большими положительными значениями пятого фактора, они распространены преимущественно в центральной и восточной частях Евразии. Разновозрастные вулканические комплексы Западной и Южной Европы, в составе которых присутствуют меланократовые базальтоиды и пикриты, отмечаются, напротив, особо низкими отрицательными значениями этого фактора. Итак, пятый фактор можно интерпретировать как влияние неоднородности мантии. Существенно, что характер связи между параметрами физического состояния мантии и составом вулканических пород не противоречит установленному при анализе данных по современным зонам субдукции (см. главу III). По этой причине допустимо предположить, что указанная неоднородность не является исходной (первичной), возникшей на догеологической стадии развития Земли.

Обращение к факторному анализу позволило выявить такие соотношения между исходными переменными, которые в матрице общих парных коэффициентов корреляции в явном виде не просматривались. Приведем теперь результаты факторного анализа данных, относящихся к «длинным» вулканическим сериям, т. е. к ассоциациям, включающим породы кислого состава (табл. 40); имея

существенно меньшее число исходных объектов (100 вместо 292 в предыдущем случае), мы ограничились тремя факторами. Бросается в глаза сходство этих факторов с первыми тремя, рассмотренными выше. Это и не удивительно, если учесть отчетливо выраженную сериальную общность кислых и основных вулканитов, а также сравнительно слабое различие глубинного строения зон, отвечающих распространению «длинных» и «коротких» серий. Несколько существеннее различаются факторы, отражающие эволюцию в пределах единого тектоно-магматического цикла. Эти различия объясняются комплементарными вариациями химизма кислых и основных пород при изменении их относительной распространенности.

* * *

Заключая рассмотрение эвгеосинклиналиных вулканитов и вмещающих их мантийно-коровых блоков, зафиксируем следующее.

1. Химический состав как кислых, так и основных вулканитов варьирует в достаточно широких пределах. Колебания средних содержаний Al_2O_3 , Fe, Na_2O минимальные — (1,5 ÷ 2)-кратные; TiO_2 , MnO, MgO, CaO — (4 ÷ 5)-кратные, а K_2O максимальные — 15-кратные.

2. Дисперсия средних составов кислых пород в целом ниже, чем основных. При этом коэффициенты вариации большинства петрогенных элементов существенно не меняются с возрастанием в породе концентрации SiO_2 . Исключение составляют титан, магний и кальций; коэффициент вариации TiO_2 резко снижается при переходе от основных пород к кислым, а для MgO и CaO характерна обратная тенденция.

3. Для некоторых петрогенных элементов отсутствует постоянная сопряженность колебаний их концентрации в сосуществующих основных и кислых вулканитах*. Это обстоятельство имеет первостепенное значение для понимания условий синхронного выплавления разнотипных магм. Вместе с тем оно заставляет с осторожностью использовать некоторые общие характеристики типа сериального индекса Ритмана и ему подобные конструкты.

4. Наблюдаются не единичные случаи тесных корреляционных связей между разноименными компонентами основных и кислых вулканитов (подчас при относительно слабых связях между одноименными компонентами), что может указывать на сложный, опосредованный, характер взаимоотношений мантийных и коровых магм.

5. Как в основных, так и в кислых членах вулканических комплексов на протяжении неогена наблюдается убывание концентрации железа и железистости с уменьшением геологического возраста пород. Аналогичным образом ведет себя натрий, для калия же свойственна противоположная тенденция. Указанный эволюционный тренд щелочей аналогичен установленному ранее для разновозрастных гранитоидных комплексов [1], затем он прослеживался и в некоторых других магматических образованиях [133].

6. В противоположность основным кислые вулканиты не обнаруживают отчетливо проявленной тенденции роста дисперсии их состава с уменьшением

* На случаи несоответствия щелочности базитов и сопутствующих им салитов ранее обратил внимание А. Ф. Белоусов [8].

возраста геосинклинальных систем. Едва ли не единственным исключением в этом отношении оказывается окисленность железа, диапазон вариации которой заметно шире в более молодых образованиях.

7. Направленные изменения состава вулканических излияний в пределах тектоно-магматического цикла далеко не всегда повторяют глобальные эволюционные тенденции. Иными словами, наблюдаются случаи уклонения от закономерности А. А. Богданова — Д. П. Григорьева — Д. В. Рундквиста [79 и др.], т. е. от геологического аналога филогенетического закона в биологии.

8. Эволюционные изменения состава пород сопровождаются закономерным изменением характеристик глубинного строения территорий. Для молодых эвгеосинклинальных зон типична сокращенная мощность коры, повышенный тепловой поток, меньшая консолидированность мантии и более высокая концентрация глубинных масс.

9. Статистические связи геофизических характеристик литосферы в разновозрастных эвгеосинклинальных зонах и в современных островных дугах качественно однотипны. Существенные различия обнаруживаются для соотношений индикаторов глубинных масс и температур, а также для корреляций этих характеристик с параметрами коры, обычно менее сильных в островных дугах. Эти различия отражают резко выраженную нестационарность состояния глубин в современных зонах субдукции и всю гамму переходов от нестационарности к стабильности в разновозрастных эвгеосинклиналях.

10. Наблюдаются сравнительно слабые, но статистически значимые связи состава вулканических пород с геофизическими характеристиками коры и мантии эвгеосинклинальных зон. При этом, как правило, наиболее тесно коррелированными оказываются индикаторы мантийной, а не коровой неоднородности. Так, с химизмом вулканитов в целом значительно более тесно связаны аномалии геопотенциала, чем гравитационные аномалии в редукции Буге. Положительная корреляционная связь Fe и Fe/(Fe + Mg) со скоростью продольных сейсмических волн в мантии установлена только для ограниченного интервала глубин: 150—300 км. Связи состава кислых вулканитов с характеристиками глубин нередко оказываются более четкими, чем связи основных пород.

11. Мезозойский общепланетарный разогрев Земли находит отражение в согласованных изменениях состава вулканитов и геофизических характеристик глубин.

12. Есть основание следующим образом ранжировать причины, влияющие на изменчивость химического состава вулканических пород: а) глобальный эволюционный тренд, включающий закономерное изменение состава исходного субстрата и pT -условий выделения из него магматического расплава; б) спорадический общепланетарный разогрев мантийных и коровых масс; в) положение в пределах тектоно-магматического цикла (эволюция магматического очага); г) неоднородности мантийного субстрата, формировавшиеся до или одновременно с выплавлением базальтоидных магм, и среди них прежде всего термическая специализация регионов. Процессам дифференциации и кристаллизации магматического расплава, следовательно, отводится более скромная роль.

13. Моделирование физических явлений в зоне взаимодействия литосферных плит приводит к феноменологическим закономерностям классической геологии и поясняет уклонения от них.

ГЛАВА VI

БАЗАЛЬТОИДЫ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПОРОД

С петрологической точки зрения зеленокаменные пояса докембрийских щитов представляют особый интерес, поскольку в их строении принимают участие древнейшие в истории Земли вулканические породы, первичная природа которых не вызывает сомнения. Неослабное внимание геологов, уделяемое этим объектам, объясняется также тем, что с ними пространственно и генетически связано богатое и разнообразное оруденение. Среди вулканических пород в разрезах зеленокаменных поясов всегда преобладают базальты, реже встречаются андезиты; дациты и риолиты распространены весьма слабо. Мощность разрезов обычно колеблется от 5 до 13 км. Характерен умеренный метаморфизм пород: как правило, фация зеленых сланцев, реже (главным образом в результате воздействия гранитов) эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая. Исключение составляют зеленокаменные пояса Балтийского и Украинского щитов, а также Воронежского кристаллического массива, где амфиболиты явно преобладают.

В большинстве разрезов вулканогенных толщ удается выделить несколько серий пород. В низах каждой серии обычно преобладают базальты, выше они перемежаются с андезитами и более кислыми породами. В грубых чертах эта же тенденция выдерживается и для разреза в целом, поскольку более молодые серии в среднем оказываются менее базитовыми.

Возраст рассматриваемых образований колеблется в диапазоне 2,6—2,8 млрд. лет, что дает основание относить их к архею, в понимании американ-

ских и канадских геологов, или к палеопротозою, в терминологии Л. И. Салопа [81]. Радиологические данные, сходство тектонической позиции поясов, а также особенностей вещественного состава и строения разрезов обеспечивают их достаточно уверенную параллелизацию [45, 81 и др.].

Исходная петрохимическая информация заимствована из многочисленных литературных источников, преимущественно сводных работ. По Канадскому щиту учтены данные, которые опубликовали У. Р. Барагар, А. М. Гудвин, К. Е. Ид, Дж. А. Максвелл, Дж. Ф. Стефенсон, Х. Д. Уилсон, У. Ф. Фарит и др.; по африканским щитам — М. Дж. Вильджоен, Р. П. Вильджоен, С. Р. Анхойзер, Р. Кэннон, Н. У. Блисс, П. А. Стилдольф; по Австралийскому щиту — А. У. Гликсон, Г. А. Джошлин и особенно Дж. А. Халберг; по Индийскому щиту — преимущественно С. М. Накви; по Балтийскому щиту — В. И. Робонен, Ю. Б. Богданов, С. Б. Лобач-Жученко, И. Н. Крылов и др.; по Украинскому щиту — Э. Б. Наливкина, И. С. Усенко, В. Д. Ладиева, А. А. Макухина, М. Н. Доброхотов и др.; по Воронежскому кристаллическому массиву — В. Л. Бочаров и Н. М. Чернышов. Данное обобщение опирается в общей сложности приблизительно на 1100 полных химических анализов пород базальтоидного состава. Изученность данных образований далеко не одинакова (табл. 41). Наиболее полно охарактеризованы зеленокаменные пояса Канадского щита, в пределах которого слагающие их породы известны под названием вулканитов киватинского типа. С большой детальностью опробованы некоторые районы Австралийского и южно-африканских щитов. Изученность остальных щитов остается пока не вполне удовлетворительной.

Сопоставление базальтоидов зеленокаменных поясов с их петрографическими эквивалентами более молодого возраста предпринималось неоднократно. Подавляющее большинство исследователей при этом рассматривали докембрийские образования в качестве гомологов фанерозойских эвгеосинклиналей либо островных дуг [45, 81, 133 и др.]. В Советском Союзе эту точку зрения наиболее последовательно отстаивает Э. Б. Наливкина [68]. Сравнение химизма пород приводит к выводу, что докембрийские базальты по сравнению с фанерозойскими отличаются пониженным содержанием щелочей (особенно калия) и алюминия, слабой окисленностью железа. Это заключение находит подтверждение и на нашем материале; особенно убедительным оно выглядит при сопоставлении палеопротозойских базальтов с геосинклинальными вулканитами неогей (рис. 40).

Обратимся теперь к вариациям состава палеопротозойских базальтов. Детальное послыжное опробование разрезов вулканогенных толщ на Канадском щите выявляет направленное изменение некоторых петрохимических параметров, что, по мнению У. Р. Барагара и А. М. Гудвина [143, 150], отражает эволюцию питающих очагов. Установлены также несомненные различия между породами зеленокаменных поясов в пределах одного щита [225]*. В частности, при сопоставлении крупнейшего пояса Норанда с поясом Йеллоунайф выявилось, что породы последнего несколько обогащены калием.

* Вывод Х. Д. Уилсона и др. базируется на сравнительном анализе химизма пород из девяти зеленокаменных поясов провинции Сьюпириор (Драйден, Кенора, Миниска-Лейк, Тимминс, Кирклэнд-Лейк и др.).

Химический состав базальтоидов из зеленокаменных поясов докембрийских щитов

Регион	Количество анализов	Химический состав										
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Канадский щит												
Сьюприор	162	48,9	1,06	14,5	2,14	9,03	0,18	6,27	8,74	2,51	0,45	—
Йеллоунайф	82	52,3	1,08	15,0	2,2	8,3	0,18	5,6	8,4	2,54	0,53	—
Норанда	130	51,8	1,13	15,2	1,5	7,8	0,18	5,3	8,6	2,96	0,32	—
Абитиб	12	50,17	0,88	14,1	2,15	8,72	0,15	7,01	9,26	2,61	0,22	0,09
Вермилион	15	50,63	1,01	14,8	2,67	8,58	0,19	6,62	9,08	2,55	0,4	—
Спай-Лейк	12	51,35	0,95	14,7	2,54	6,27	0,14	5,38	7,45	3,32	0,83	0,20
Кросс-Лейк	14	51,27	0,98	15,93	3,43	8,74	0,29	5,0	10,44	2,54	0,56	—
Оспваган-Лейк	18	49,04	0,84	11,7	1,84	8,74	0,18	12,69	10,41	1,57	0,22	0,08
Миннесота (северо-восток), Онтарио (северо-запад)	13	47,9	1,10	13,8	3,39	9,25	0,22	9,15	9,70	1,43	0,16	0,10
Нью-Квебек	86	50,07	0,78	13,05	2,55	8,0	0,22	10,5	8,3	2,0	0,66	0,14
Родезийский щит	11	50,47	0,89	15,45	1,63	9,62	0,15	6,05	11,76	1,68	0,57	0,26
Трансваальский щит												
Комати	20	52,13	1,09	13,33	2,24	9,94	0,21	6,35	8,98	2,97	0,26	0,07
Гугенот	5	49,86	0,70	14,25	2,65	7,67	0,17	7,32	10,69	2,54	0,16	0,05
Кромберг	7	50,07	1,22	13,34	2,31	9,10	0,19	6,10	9,47	3,34	0,54	—
Гвианский щит	1	49,64	0,88	15,12	2,88	9,07	0,22	7,49	11,69	1,60	0,18	0,13
Австралийский щит												
Кулгарди	20	51,65	0,97	14,01	2,56	9,04	0,17	7,34	10,03	2,09	0,14	0,13
Нормен	82	51,2	0,96	15,2	1,4	9,4	0,22	6,4	10,7	2,8	0,2	0,14
Лефрой Пенинсула	11	52,6	0,65	13,9	1,5	8,3	0,19	7,9	10,1	2,8	0,17	0,08
Калгурли-Нормен	123	51,4	0,92	14,8	1,5	9,1	0,21	6,7	10,7	2,7	0,18	0,13
Эулюмина	13	49,0	1,1	13,6	2,1	10,0	0,35	5,6	10,2	2,4	0,07	—
Индийский щит												
Дхарварская серия «Транш» Джогимарди	45	51,4	0,69	14,85	1,26	8,55	0,14	6,36	12,16	2,19	0,51	—
42	51,83	0,61	15,01	1,29	8,55	0,14	6,05	11,89	2,2	0,65	—	
Балтийский щит												
Парандовская и бергаульская свиты	12	49,78	1,19	14,76	3,41	9,35	0,15	6,24	8,98	2,50	0,72	—
Хаутаваара	17	50,66	0,92	13,10	1,81	9,48	0,18	9,41	10,93	1,76	0,17	—
Украинский щит												
Криворожско-Кременчугский	24	52,1	0,99	14,53	2,78	9,17	0,13	5,76	8,45	3,03	0,81	0,15
Сурский	32	47,94	1,0	15,59	3,44	10,65	0,28	5,92	9,97	1,84	0,54	0,11
Конско-Белозерский	36	48,97	0,9	13,62	2,98	9,79	0,17	8,62	10,16	1,89	0,53	0,17
Воронежский кристаллический массив (мг-хайловская свита)	40	49,37	1,15	13,89	4,26	9,89	0,16	6,50	8,37	2,34	1,28	0,18

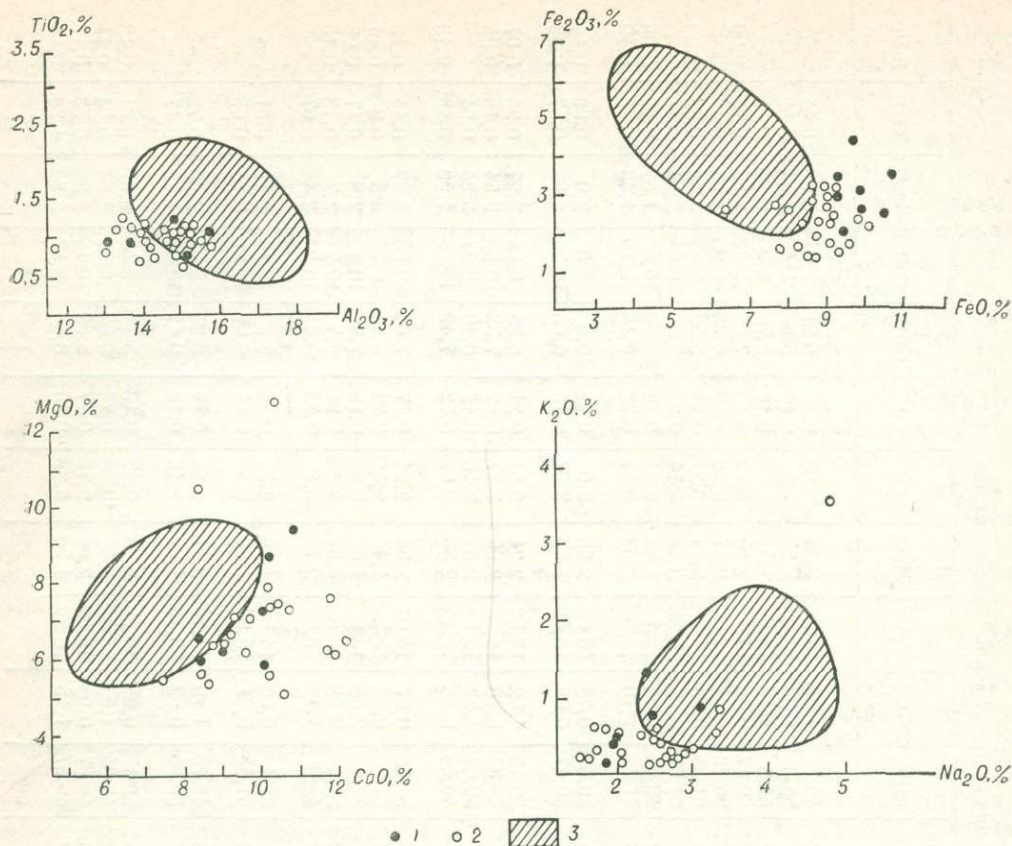


Рис. 40. Петрохимические параметры палеопротерозойских базальтов из зеленокаменных поясов докембрийских щитов и геосинклинальных базальтоидов неогена.

1 — Восточно-Европейская платформа; 2 — другие регионы; 3 — базальтоиды неогена (~95% из 7000 химических определений).

Эту особенность пояса Йеллоунайф У. Р. Барагар [113] не без основания связывает с более широким развитием в пределах вулканогенной толщи кислых пород. Особенно много кислых вулканитов в разрезе пояса Спай-Лейк, что также, по мнению Р. Х. Ридлера, отразилось на содержании калия в базальтах. Что же касается базальтов провинции Нью-Квебек, то повышенная концентрация в них калия объясняется канадскими геологами относительно широко проявленными здесь процессами гранитизации и метаморфизма. Весьма существенные вариации щелочности пород наблюдаются также в пределах Балтийского и Украинского щитов; здесь они связываются преимущественно с влиянием наложенных процессов.

При сопоставлении зеленокаменных поясов из разных щитов обнаруживаются более существенные различия [42]. В первом приближении можно выделить две группы щитов: Канадский, Австралийский, Индийский и афри-

канские, с одной стороны, и Балтийский, Украинский щиты, а также Воронежский кристаллический массив — с другой. Первые четко отличаются от вторых явно пониженной концентрацией железа и калия, весьма слабой окисленностью железа и повышенным содержанием глинозема.

Возникает вопрос, в какой мере отмеченные особенности докембрийских щитов отражают условия, существовавшие в момент формирования вулканических толщ, и какова роль последующих преобразований. Хорошо известно [45, 81 и др.], что в пределах европейских щитов неоднократно и достаточно интенсивно проявлялись процессы тектоно-магматической активизации, сопровождавшейся гранитизацией и метаморфизмом. Они вели к росту гранито-метаморфического слоя коры и могли вызвать обогащение калием и увеличение окисленности железа более древних пород. С этих позиций, однако, остается необъяснимой повышенная железистость и пониженная глиноземистость базальтов.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ

Геофизическая изученность глубинного строения докембрийских щитов неодинакова. Для проведенных исследований характерно разнообразие методических приемов, точность и надежность которых не вполне одинаковы. Это обстоятельство вплоть до последнего времени давало основание предполагать, что наблюдаемые различия между щитами во многом зависят от методов их изучения.

Наиболее детально исследован Украинский щит [14, 21, 71, 86]. В результате работ Института геофизики АН УССР здесь впервые обнаружены блоки с необычно мощной (≈ 50 км) земной корой. Для разреза этого щита характерны повышенные значения средней скорости продольных сейсмических волн в коре. Воронежский кристаллический массив, некогда составлявший с Украинским щитом единый Сарматский щит, также отличается весьма мощной корой (≈ 50 км) [92]. Наличие глубоких прогибов поверхности Мохо при малых превышениях рельефа над уровнем моря и при отсутствии больших отрицательных гравитационных аномалий дало А. А. Борисову [11] основание предполагать, что нижняя часть коры и верхняя часть мантии в пределах Украинского щита и Воронежского массива сложены особо плотными породами. Строение коры Балтийского щита с достаточной детальностью изучено геофизиками СССР, Финляндии и других скандинавских стран [20, 103, 218 и др.]. В центре щита мощность земной коры достигает максимального значения (≈ 45 км) и уменьшается в направлении к Белому и Баренцеву морям, а также к горному обрамлению (каледонидам Норвегии). Для европейских щитов характерно увеличение мощности коры в раннепротерозойских блоках по сравнению с архейскими.

Разрез коры Канадского щита длительное время представлялся достаточно однородным, с малыми вариациями глубины поверхности Мохо относительно среднего уровня 36 км [125]. Существенное увеличение мощности коры установлено в области Нью-Квебек, а также под водами оз. Верхнего [116]. Это озеро частично располагается в зоне крупнейшего протерозойского грабена, так что разрез коры здесь нельзя считать типичным. Геофизические

характеристики коры Южной Африки и Западной Австралии весьма близки ($H \approx 36$ км, пониженные значения \bar{v}), хотя и основаны на разных данных. Сведения о глубинном строении южной и западной частей Австралии получены в результате регистрации атомных взрывов в Маралинге и обычных ГСЗ [180, 218]. В Южной Африке использованы традиционные сейсмические зондирования и поверхностные волны землетрясений. Последний метод был основным и при изучении Индийского щита.

Таким образом, по преобладающим значениям мощности земной коры и средней скорости продольных сейсмических волн в ней докембрийские щиты могут быть определенным образом ранжированы. Наиболее мощной и плотной корой отличаются щиты Европейской платформы, далее следуют Трансваальский и Родезийский щиты, а замыкают перечень Австралийский, Канадский и Индийский. Не менее существенные различия между докембрийскими щитами выявляются при обращении к картам гравитационного потенциала, построенным по результатам траекторных спутниковых измерений. При учете доминирующего значения G выясняется, что европейские щиты существенно ближе друг к другу, чем к Канадскому, Австралийскому и Индийскому (рис. 41). Отмеченное соотношение сохраняется при учете других характеристик гравитационной неоднородности Земли, а также при локализации данных в ареалах вулканогенных зеленокаменных толщ [42]. Для этого вывода использованы результаты обобщения мировой системы астрогеодических измерений [143], глобальные сводки превышений геоида над эллипсоидом (спутниковые и наземные данные) и аномалии силы тяжести [145, 168, 173, 179]. Ранжировка щитов (зеленокаменных поясов) проведена с учетом всех этих данных, но предпочтение отдано сводкам по траекторным и комбинированным (космическим, наземным) спутниковым измерениям [145, 179].

Гравитационную характеристику глубинного распределения масс интересно сопоставить с данными о скорости распространения сейсмических волн в мантии. При этом, однако, приходится сталкиваться с трудностями двоякого рода. Прежде всего необходимо учитывать большую латеральную неоднородность мантии, наличие существенных и неповторяющихся особенностей ее строения в пределах отдельных структурно-формационных зон. Кроме того, следует иметь в виду различия технических средств, методических приемов, а также авторского подхода к интерпретации, что влияет на результаты сейсмических и сейсмологических обобщений, представляемых скоростными колонками и разрезами. Приемлемая сопоставимость гравиметрических и сейсмических данных в интересующем нас масштабе, очевидно, достигается использованием осредненных характеристик скорости упругих колебаний. Естественное осреднение реализуется при изучении длиннопериодных поверхностных волн, которые распространяются по пересекающимся разноориентированным трассам. Для характеристики верхней зоны мантии (непосредственно вблизи границы Мохо) можно использовать также и результаты глубинных сейсмических зондирований, основанных на регистрации и анализе объемных волн. Эти данные тоже требуют некоторого осреднения, если заранее ориентироваться на выявление систематических (хотя, возможно, и небольших) различий между докембрийскими щитами, расположенными в разных частях земного шара.

Мы располагали данными о скорости распространения продольных сейсмических волн в мантии (глубина первые сотни километров) по трем регионам:

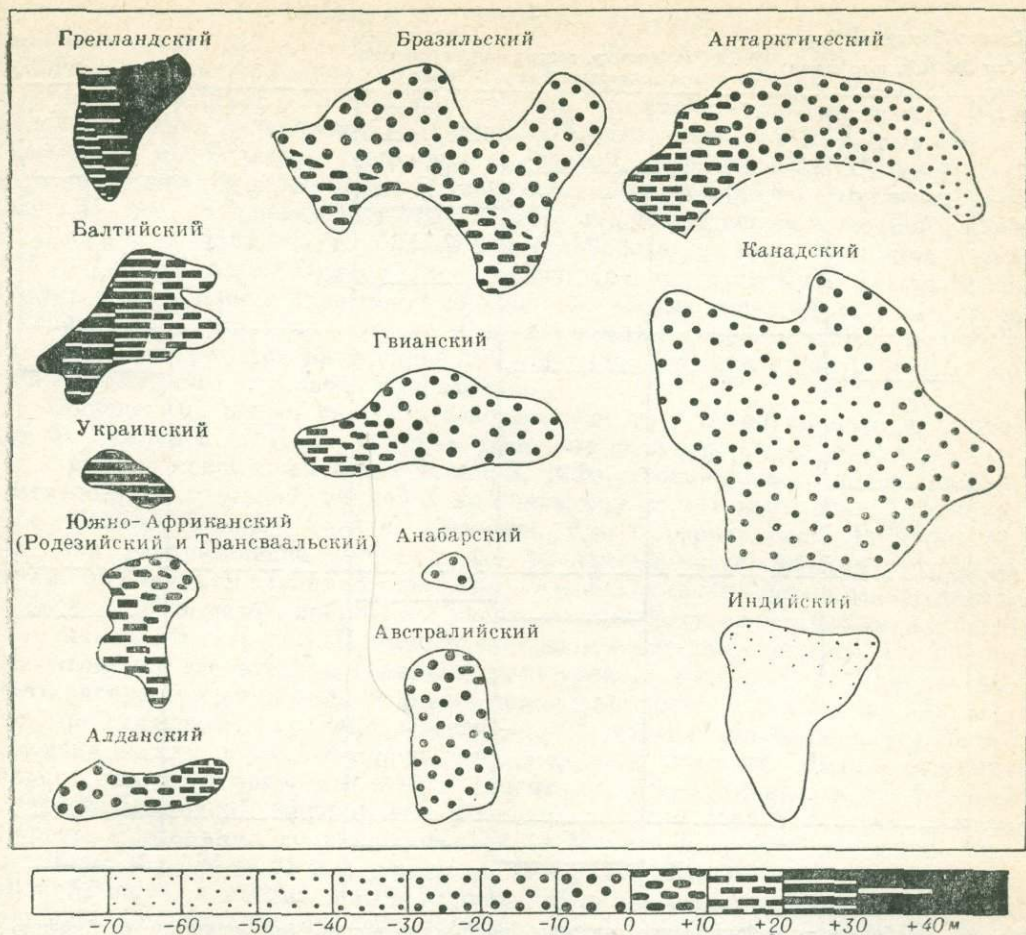


Рис. 41. Ранжировка докембрийских щитов по аномальному геопотенциалу [179]. Штриховой линией показаны неясные границы структур под покровом материкового льда.

Северной Америке (Канадский щит), Африке и Северо-Западной Европе (южная часть Балтийского щита). Данные по Балтийскому щиту получены не при анализе дисперсии поверхностных волн, а путем осреднения годографов непосредственно зарегистрированных объемных волн (личное сообщение Н. К. Булина). Источником информации послужили промышленные взрывы на горно-рудных и других предприятиях, а также подводные взрывы в Ботническом заливе, проведенные финскими сейсмологами.

По оценке Н. К. Булина, сопоставившего сводный годограф волн P и S с аналогичным годографом, который построен для профиля Памир — р. Лена, в пределах южной части Балтийского щита отмечается систематическое занижение времени прихода волн на сопоставимых расстояниях (500—700 км).

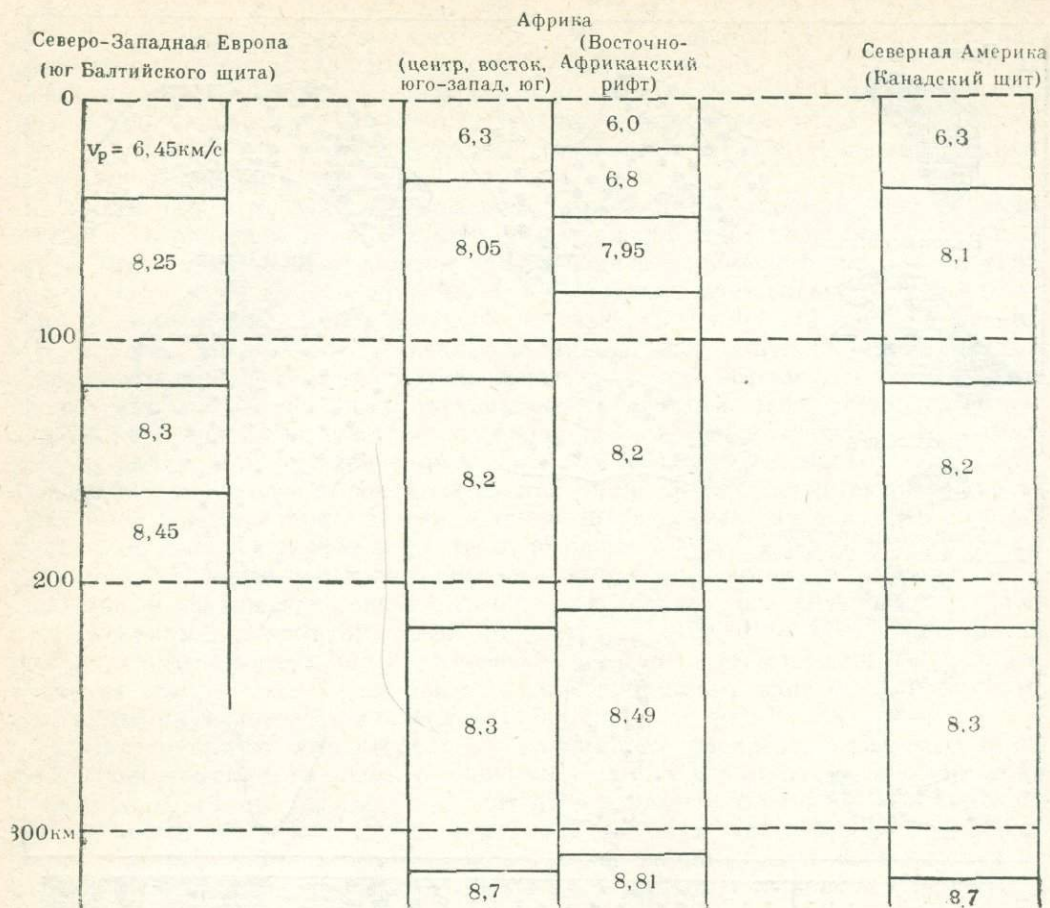


Рис. 42. Обобщенные сейсмические разрезы разных регионов (по личному сообщению Н. К. Булина и по [120, 151, 185, 224]).

Это дает основание предполагать на соответствующих глубинах более высокую скорость распространения волн P и S . Для линии Выборг — Суоярви Н. К. Булин указывает характерные значения $v_p(z)$ и уровни глубины z (даны в скобках): 6,45 км/с (43 км); 7,6 (120); 7,8 (165); 8,0 (240). Значения скорости v_p сопоставлены с данными по другим регионам (рис. 42).

Граничная скорость продольных волн на поверхности Мохо и непосредственно ниже этой границы раздела варьирует на Балтийском щите в широких пределах: от 7,90 до 8,39 км/с, наиболее типичен диапазон 8,1—8,3 км/с, причем значения 8,15—8,25 км/с могут рассматриваться как возможная оценка среднего [20, 70, 103]. Наибольшее количество данных о скорости сейсмических волн в мантии имеется для Канадского щита. Значения v_m для разных районов щита существенно неодинаковы: Северное Онтарио 7,92; Манитоба 7,90; Йеллоунайф 8,1; Онтарио — Манитоба 8,12; Большое Невольничье озеро 8,19;

Гудзонов залив 8,18; Квебек 8,35 км/с [116]. Значительная часть определений попадает в интервал 8,0—8,2 км/с. Модель распределения скорости упругих колебаний в мантии Канадского щита CANSD, которую обосновали Дж. Брюн и Дж. Дорман [125], является типовой для специалистов-сейсмологов. С этой моделью обычно сравнивают колонки $v(z)$ других регионов мира. На Канадском щите наблюдается невысокая в среднем скорость воли P , умеренное нарастание ее с глубиной, а также значительный скачок (до 8,7 км/с) на глубине около 315 км. По данным В. Р. Якоби (1971 г.), приведенным в сводной работе М. Дж. Берри [116], на глубине 100 км скорость 8,2 км/с сменяется меньшей — 7,8—8,1 км/с. Однако по мнению других канадских сейсмологов, существование слоя пониженной скорости в мантии щита обосновано лишь в отношении поперечных волн S (зона понижения скорости с 4,75 до 4,5—4,6 км/с располагается на глубине 120—300 км), для продольных волн P наличие мантийного волновода сомнительно.

Обобщенный разрез скорости сейсмических волн в мантии Африки приводят Ф. Гумпер и П. Померой [151]. Для построения функции $v(z)$ использованы данные сейсмологических станций, расположенных в северо-восточной, восточной, центральной, южной и юго-западной частях континента (Эфиопия, Чад, Кения, Южная Родезия, Намибия, Южно-Африканская Республика). Так как распределение скорости для указанной части Африки несколько искажено влиянием глубинного разогрева в зоне Восточно-Африканского рифта, то на рис. 42 помещен скоростной разрез мантии Восточной Африки, который получили С. Миллер и К. П. Боньер по сейсмологическим материалам. Разрез иллюстрирует значительное влияние рифтогенного разогрева глубин на скорость распространения волн P в зоне мощностью несколько десятков километров, примыкающей к границе раздела кора — мантия. На больших глубинах различие между двумя африканскими разрезами исчезает. Можно отметить только несколько более высокий градиент нарастания скорости с глубиной в разрезе Восточной Африки, что, возможно, обусловлено близостью океана. Скорость продольных волн на поверхности Мохо в пределах Трансваальского щита (при $H = 34 \div 37$ км) равна 8,2 км/с [224]. Так же как в мантии Канадского щита, в мантии щитов Южной Африки зарегистрирован отчетливый волновод для поперечных сейсмических колебаний.

Сопоставление колонок $v(z)$ для трех континентов на глубинах 100—150 и 200—250 км, где возможное влияние восточно-африканского рифтогенеза ослаблено, показывает, что сейсмические данные в целом согласуются с гравиметрической характеристикой глубинных масс или по крайней мере не противоречат ей (если принять прямую связь между плотностью ρ и скоростью v_p).

Можно упомянуть и о других (менее полных) данных, которые также иллюстрируют согласованные изменения различных индикаторов масс. В частности, в пределах Восточной Антарктиды, где в небольшом объеме выполнено ГСЗ, по данным А. Когана, мощность земной коры составляет приблизительно 40 км, а скорость волн P на поверхности Мохо сравнительно низка — 7,9 км/с. По дисперсии поверхностных волн определено, что на глубине 80 км скорость волн P увеличивается до 8,1 км/с [218]. Учитывая неполноту сейсмических данных и латеральную неоднородность кристаллического щита Антарктиды, допустимо считать, что и в этом случае не наблюдается ощутимого

несоответствия между разнотипными индикаторами аномальных масс: при ранжировании щитов по превышениям геоида над эллипсоидом Антарктический щит занял место рядом с Канадским.

Итак, по особенностям строения коры, сейсмическому разрезу мантии, разнообразным гравиметрическим данным докембрийские щиты в целом и ареалы палеопротозойских базальтов обнаруживают систематические и согласованные различия. При этом выделяются щиты и зеленокаменные пояса с относительно более мощной и плотной корой и плотной мантией (Балтийский, Украинский щиты, Воронежский кристаллический массив) и образования существенно более легкие (Канадский, Индийский и другие щиты)*. Различие мантии Балтийского и Канадского щитов прослежено по скорости длиннопериодных ($T = 120$ с) поверхностных волн Релея до глубины 400—500 км [13].

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ПЕТРОХИМИЧЕСКИМИ И ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ДАННЫМИ

Сведения, изложенные в двух предыдущих разделах этой главы, с очевидностью свидетельствуют о наличии отчетливой корреляции между химическим составом вулканических пород докембрийских щитов и особенностями строения соответствующих блоков земной коры и верхней мантии (рис. 43).

Для объяснения вариаций окисленности железа (тесно связанной с содержанием калия), по-видимому, проще всего привлечь представления о влиянии преобразования пород, обусловленного гранитизацией и метаморфизмом. В пользу этого свидетельствует в среднем более высокая степень метаморфизма в пределах щитов Восточно-Европейской платформы и соответственно в среднем более высокая концентрация калия в породах по сравнению со щитами Северной Америки, Южной Азии, Африки и Австралии (см. табл. 41). Аналогичные соотношения, как уже отмечалось, наблюдаются и в пределах одного щита. При таком объяснении, однако, остается неясной причина несомненной положительной корреляции между содержанием калия и геопотенциалом. Кроме того, процессами гранитизации и метаморфизма трудно объяснить вариации содержания в породах железа и алюминия.

В поисках приемлемого объяснения установленных соотношений обратимся к результатам, полученным при анализе материалов по островным дугам и эвгеосинклиналям неогей. Напомним, что в главе III было показано наличие значимых корреляционных связей между содержанием железа и железистостью вулканических пород, с одной стороны, и аномалиями геопотенциала — с другой. Появление этих связей объяснялось вариациями интенсивности процесса субдукции. Чем интенсивнее поглощается океаническая плита, т. е. чем с большей скоростью концентрируются избыточные массы в мантии, тем при прочих равных условиях глубже расположена зона эффективного магнеобразования и тем при более высоком давлении идет выплавление базальта. Непосредственной индикацией этого процесса служит также распределение сейсмогенери-

* Щиты в пределах каждой из групп имеют явное сходство и по ряду других показателей, в частности по тепловому потоку.

Докембрийский щит	G, м			Fe, %			Fe ₂ O ₃ /Fe			Al ₂ O ₃ , %		v, км/с			H, км			
	-60	-30	0+30	10	11	12	0.1	0.2	0.3	14.2	14.6	6.3	6.4	6.5	36	40	44	48
Украинский, Воронежский массив	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Балтийский	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Трансваальский, Родезийский	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Австралийский	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Канадский	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Индийский	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■

Рис. 43. Петрохимические и геофизические характеристики палеопрозоойских зелено-каменных поясов, осредненные с учетом их площадной распространенности в пределах щитов.

рующих напряжений по глубине. Результатом интенсивной субдукции, таким образом, оказывается более фемичный и вместе с тем менее тугоплавкий состав мантийных выделок.

В главе III было показано также, что в пределах Тихоокеанского кольца «прочие равные условия» не всюду выдерживаются. Наиболее существенные коррективы в изложенную схему вносят вариации термического режима глубин. Значительный разогрев мантии приводит к тому, что даже при большой скорости сходящихся плит не всегда происходит накопление избыточных масс, так как поступающий материал может быстро перераспределиться в астеносфере. С другой стороны, в исключительных ситуациях такого рода накопление масс все же может иметь место, даже несмотря на высокую пластичность мантии, если только по другим причинам нет эффективного латерального перераспределения материала. В частности, при одновременном сжатии трех плит возникает встречное движение материала, приводящее к концентрации масс на большой глубине. В этом случае давление в зоне магмообразования существенно не повышается и вулканические продукты не отличаются избыточным содержанием железа.

Все эти соотношения отчетливо прослеживаются в пределах западного сектора Тихоокеанского кольца. Вследствие значительной скорости Тихоокеанской плиты происходит накопление избыточных масс по всему фронту субдукции: Идзу-Бонин — Марианы — Новые Гебриды — Тонга — Кермадек. В краевых звеньях этого фронта избыточные массы накапливаются из-за ограниченной «пропускной способности» астеносферы, а в центральных — из-за встречных перемещений масс (взаимодействие трех плит). Вместе с тем при избыточном разогреве глубин в центральных звеньях (Новые Гебриды и отчасти Марианы) интересующие нас петрохимические эффекты отчетливо проявлены

только в дугах Идзу-Бонин, Тонга и Кермадек. Итак, анализ ситуации в островных дугах приводит нас к выводу, что корреляционная связь аномального геопотенциала с составом вулканических пород обязана не исходным вариациям химизма мантийного субстрата, а изменениям динамического режима взаимодействующих литосферных плит, включая интегральные итоги изменений.

Напомним теперь о некоторых соотношениях состава вулканических пород с плотностью мантии на разных глубинах в пределах эвгеосинклинальных областей неогей. По разным причинам состав вулканитов не обнаруживает простых и однозначных связей с аномальным геопотенциалом. Точнее говоря, эти связи затухают под влиянием последующих событий. Вместе с тем, как было показано в главе V, между фемичностью вулканитов и скоростью продольных сейсмических волн в мантии наблюдается положительная корреляция. Здесь мы опираемся на иной индикатор состава (состояния) мантийного субстрата. Тем не менее кажется допустимым считать, что и данные по щитам вполне согласуются с соотношениями, зафиксированными в островных дугах.

Вернемся теперь к характеристикам докембрийских щитов. Представляется, что формирование вулканогенных толщ в палеопротозое протекало в условиях, которые ближе всего соответствуют процессам в современных островных дугах. (Этот тезис, как известно, развивают многие канадские и американские геологи [113, 133, 150 и др.], хотя специфика плитной тектоники на ранних этапах развития Земли [13, 148] еще требует выяснения многих вопросов.) Главной отличительной особенностью мантии в палеопротозое являлся ее повышенный разогрев, сочетавшийся с термической однородностью, следствием чего оказалось достаточно приподнятое положение астеносферы. При высокой скорости движения литосферных плит (что естественно при малой вязкости мантийного вещества) вариации интенсивности процесса субдукции могли приводить как к накоплению избыточных масс на глубинах до 400—500 км, так и к колебаниям давления в зоне магмообразования, что в свою очередь имело следствием соответствующие изменения химизма мантийных выплавов.

В рамках рассмотренной модели можно предположить, что процессы субдукции, сопутствовавшие формированию зеленокаменных поясов Восточно-Европейской платформы, протекали особенно интенсивно. Это повлекло за собой и накопление избыточных мантийных масс, и обогащение магматических расплавов фемическими компонентами (с одновременным обеднением глиноземом), и, наконец, формирование коры, мощность которой энергично нарастала в течение всего тектоно-магматического цикла. Резонно допустить далее, что гранитизация и метаморфизм проявились более энергично в условиях лучшей термоизоляции, т. е. при повышенной мощности коры. Это и объясняет увеличенное в среднем содержание калия в породах Украинского и Балтийского щитов и Воронежского кристаллического массива, несмотря на их большой метаморфизм. Последнее обстоятельство не исключает, конечно, обнаружения в этих структурах отдельных блоков, где наложенные процессы проявились не в столь широком масштабе. В породах таких блоков должны фиксироваться исходные низкие содержания калия.

Таким образом, в результате разнотипных и разновозрастных, но сложным образом взаимосвязанных процессов формировалась наблюдаемая в настоящее время петрохимическая специализация палеопротозойских вулканогенных пород докембрийских щитов. С этих позиций могут быть поняты многие важные

связи между геохимическими и металлогеническими особенностями регионов, выявляемые в последнее время [83 и др.]. При металлогенических исследованиях на щитах Восточно-Европейской платформы представляет интерес выявление блоков коры, которые по совокупности геологических, петрохимических и геофизических показателей наиболее близки к рудоносным блокам Канадского, Австралийского и Южно-Африканского щитов. Р. П. Массе указывает, что в пределах Балтийского щита имеются блоки, сейсмический разрез которых близок к разрезам Канадского щита.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ БАЗАЛТЫ В ОБЩЕЙ СХЕМЕ ЭВОЛЮЦИИ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА

Качественно однотипный характер соотношений между химическим составом вулканических пород и параметрами физического состояния глубин является весоым аргументом в пользу представлений тех геологов, которые в зеленокаменных поясах докембрийских щитов, эвгеосинклиналях фанерозоя и современных островных дугах видят образования единого гомологического ряда. Генетическая общность этих объектов проявляется также в закономерно направленной изменчивости химизма вулканических пород, что отражает эволюцию состава исходного субстрата и условий выделения из него магматического расплава. Учитывая принципиальный характер этого тезиса, рассмотрим его с общих позиций, опираясь на конструирование формализованной модели процесса.

Петрогенетическая схема

В основу модели положены представления о зависимости химизма мантийных выплавов от исходного субстрата, в связи с чем использованы непротиворечивые элементы петрогенетических представлений А. Ф. Белоусова [8], Ю. А. Кузнецова [48], Э. П. Изоха [37], Ю. М. Шейнманна и некоторых других геологов. Кроме того, учтена известная из экспериментальных работ Дж. Грина и А. Е. Рингвуда [27] зависимость петрохимической специализации магмы от термодинамического режима глубин. Фракционирование магмы во время ее подъема и в гипотетических промежуточных очагах во внимание не принимается, поскольку роль этого процесса в масштабе геологической эволюции, очевидно, не может быть существенной. Временной петрохимический тренд рассматривается в соответствии с процессом дифференциации подкорового вещества, сводящегося к выделению легкоплавкой базальтоидной компоненты [59, 85 и др.], что реализуется в виде многократно повторяющихся в геологической истории эпизодов вулканической активности.

Исходные допущения, не выходящие за рамки обсуждаемых в последние годы петрологических концепций, сводятся к следующему.

1. Глубинный разрез Земли в пределах верхних 700—800 км имеет зональное строение. Снизу вверх выделяются: зона слабо дифференцированного мантийного субстрата; зона «сухих» перидотитов, в пределах которой сохраняются участки базальтоидного состава, образующие коронарную систему, в понимании А. Ф. Белоусова [8]; земная кора. Соответственно снизу вверх убывает фемичность субстрата и степень его тугоплавкости, мериллом чего может служить значение общей железистости.

2. В зависимости от pT -условий область магмообразования — астеносфера — может охватывать как зону слабо дифференцированной верхней мантии, так и коронарную систему. Миграция фронта магмообразования влечет за собой изменение состава базальтоидных выплавов: смещение его вверх повышает железистость вулканитов.

3. Возрастание температуры при фиксированном положении зоны магмообразования увеличивает в составе выплавов долю тугоплавкого компонента, обогащенного магнием.

4. Во время подъема базальтовой магмы возможна контаминация ее материалом коры, что приводит к снижению фемичности излившихся пород и вместе с тем к увеличению их железистости.

5. Обеднение зоны магмообразования железистым компонентом в результате выплавления базальтов может частично компенсироваться поступлением слабо дифференцированного вещества в виде плавящегося материала субдуцируемой океанической плиты либо выдавливаемого ею субстрата из подастеносферной зоны.

Таким образом, каждый акт вулканических излияний приводит к удалению из мантии относительно легкоплавкого, т. е. более железистого компонента. Остающееся в зоне магмообразования вещество соответственно обогащается магнием вплоть до образования «сухих» перидотитов. Рост мощности земной коры за счет вещества мантии сопровождается развитием в надастеносферной зоне коронарной системы, обеспечивающей массовость последующих базальтоидных излияний при подъеме фронта магмообразования. Повторение процесса инконгруэнтного плавления без существенного изменения положения зоны магмообразования ведет к ее истощению. Постепенный подъем геоизотерм и соответствующее перемещение фронта магмообразования влечет увеличение железистости вулканитов, обусловленное как плавлением вещества коронарной системы, так и усилением взаимодействия с веществом коры, включая влияние существующих очагов кислой и базальтоидной магмы. Это означает, что железистость последовательно формирующихся продуктов единого тектономагматического цикла может и возрастать, и убывать, и сохраняться приблизительно на одном уровне. Глобальная тенденция эволюции состава базальтоидов, зависящая от соотношения эффектов истощения и восстановления мантийного субстрата, в конечном счете определяется соотношением интенсивности процессов дифференциации вещества в пределах верхней и нижней мантии.

Обобщая характеристику рассматриваемой модели, отметим, что многообразии факторов, влияющих на состав мантийных выплавов в каждом элементарном эпизоде вулканической активности, и разнонаправленность тенденций эволюции этих факторов определяет сложный характер временного петрохимического тренда и в рамках тектономагматического цикла, и в масштабе геологической истории Земли.

Формализованное представление

Вещество земной коры, надастеносферной зоны (коронарной системы), астеносферы и подастеносферной зоны на k -м этапе вулканической активности характеризуется значениями железистости C_k , $C_{пk}$, $C_{ак}$, $C_{пк}$ соответственно.

Глубина верхней границы астеносферы (мощность надастеносферной зоны), выражаемая в долях максимально возможного погружения ее нижней границы, равна h_k . При постоянной толщине s астеносферы мощность подастеносферной зоны составляет $1 - (h_k + s)$. Каждому k -му этапу вулканических излияний отвечает изменение Δh_k глубины h , в частном случае $\Delta h_k = 0$. Подъем ($\Delta h_k < 0$) или погружение ($\Delta h_k > 0$) астеносферы сопровождается вовлечением в нее части вещества коронарной системы или подастеносферной зоны. Средняя железистость вещества астеносферы при этом определяется выражением

$$\bar{C}_{a k-1} = [C_{a k-1}(s - |\Delta h_k|) + C_{j, k-1} |\Delta h_k|] / s = C_{a k-1} A_k + C_{j, k-1} (1 - A_k), \quad (1)$$

где A_k — множитель, определяющий степень сохранности состава астеносферы при изменении h на величину Δh_k ;

$$C_j = \begin{cases} C_n, & \text{если } \Delta h < 0; \\ C_p, & \text{если } \Delta h > 0. \end{cases}$$

В части p_k астеносферы происходит отделение легкоплавкого базальтоидного компонента, железистость которого равна $C_{a k-1} + \Delta C_k$. Учитывается сокращение мощности p_k с уменьшением $C_{a k-1}$. Базальтовая выплавка, поднимаясь вверх, частично консолидируется в надастеносферной зоне (формирование коронарной системы), а ее часть q_k проходит сквозь толщу земной коры и изливается на дневную поверхность. Железистость излившихся продуктов с учетом влияния процессов контаминации и гибридызма

$$C_{\sigma k} = (\bar{C}_{a k-1} + \Delta C_k) (1 - \Theta_k) + C_k \Theta_k, \quad (2)$$

где Θ_k — мера взаимодействия вещества мантийного и корового происхождения.

По окончании вулканического излияния железистость вещества астеносферы становится равной $C_{a k-1} - \Delta C_k [p_k / (1 - p_k)]$. За время t_k между k -м и $(k + 1)$ -м этапами благодаря тем или иным процессам перераспределения масс происходит частичное восстановление железистости астеносферного вещества, так что

$$C_{a k} = \bar{C}_{a k-1} - \Delta C_k D_k, \quad (3)$$

где

$$D_k = [p_k / (1 - p_k)] (1 - t_k / t_0);$$

t_0 — время полного восстановления.

Железистость вещества коронарной системы, если пренебречь изменением объема за счет части $(1 - q_k)$ выплавки, принимает значение

$$\begin{aligned} C_{n k} &= [C_{n k-1} h_k + (\bar{C}_{a k-1} + \Delta C_k) s p_k (1 - q_k)] / [h_k + s p_k (1 - q_k)] = \\ &= C_{n k-1} B_k + (\bar{C}_{a k-1} + \Delta C_k) (1 - B_k), \end{aligned}$$

где B_k — множитель, определяющий степень сохранности состава коронарной системы.

В подастеносферной зоне железистость вещества остается неизменной ($C_{n k} = C_{n k-1}$), если $\Delta h_k > 0$. При $\Delta h_k < 0$

$$C_{n k} = \begin{cases} C_{a k-1} & \text{в пределах верхней части зоны мощностью } \Delta h_k; \\ C_{n k-1} & \text{в остальной части зоны.} \end{cases}$$

Последовательно применяя равенство (1), находим

$$\left. \begin{aligned} \bar{C}_{a0} &= C_{a0}A_1 + C_{j0}(1 - A_1); \\ \bar{C}_{a1} &= C_{a1}A_2 + C_{j1}(1 - A_2); \\ \bar{C}_{a2} &= C_{a2}A_3 + C_{j2}(1 - A_3); \\ \bar{C}_{a3} &= C_{a3}A_4 + C_{j3}(1 - A_4); \\ &\dots \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

аналогично с помощью соотношения (3) получаем

$$\left. \begin{aligned} C_{a1} &= C_{a0} - \Delta C_1 D_1; \\ C_{a2} &= C_{a1} - \Delta C_2 D_2; \\ C_{a3} &= C_{a2} - \Delta C_3 D_3; \\ C_{a4} &= C_{a3} - \Delta C_4 D_4; \\ &\dots \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

Подстановка соответствующих выражений из уравнений (5) в систему (4) дает

$$\left. \begin{aligned} \bar{C}_{a0} &= C_{a0}A_1 + C_{j0}(1 - A_1); \\ \bar{C}_{a1} &= \bar{C}_{a0} - \Delta C_1 D_1 A_2 + C_{j1}(1 - A_2) = [C_{a0}A_1 + C_{j0}(1 - A_1) - \Delta C_1 D_1] A_2 + \\ &\quad + C_{j1}(1 - A_2) = C_{a0}A_1 A_2 + C_{j0}(1 - A_1) A_2 + C_{j1}(1 - A_2) - \Delta C_1 D_1 A_2; \\ \bar{C}_{a2} &= [\bar{C}_{a1} - \Delta C_2 D_2] A_3 + C_{j2}(1 - A_3) = C_{a0}A_1 A_2 A_3 + C_{j0}(1 - A_1) A_2 A_3 + \\ &\quad + C_{j1}(1 - A_2) A_3 + C_{j2}(1 - A_3) - \Delta C_1 D_1 A_2 A_3 - \Delta C_2 D_2 A_3; \\ \bar{C}_{a3} &= [\bar{C}_{a2} - \Delta C_3 D_3] A_4 + C_{j3}(1 - A_4) = C_{a0}A_1 A_2 A_3 A_4 + \\ &\quad + C_{j0}(1 - A_1) A_2 A_3 A_4 + C_{j1}(1 - A_2) A_3 A_4 + C_{j2}(1 - A_3) A_4 + \\ &\quad + C_{j3}(1 - A_4) - \Delta C_1 D_1 A_2 A_3 A_4 - \Delta C_2 D_2 A_3 A_4 - \Delta C_3 D_3 A_4; \\ &\dots \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

В общем случае для n циклов

$$\begin{aligned} \bar{C}_{a n-1} &= C_{a0} \prod_{k=1}^n A_k + C_{j0}(1 - A_1) \prod_{k=2}^n A_k + C_{j1}(1 - A_2) \prod_{k=3}^n A_k + \dots \\ &\dots + C_{j, n-1}(1 - A_n) - \Delta C_1 D_1 \prod_{k=2}^n A_k - \Delta C_2 D_2 \prod_{k=3}^n A_k - \dots - \Delta C_{n-1} D_{n-1} A_n = \end{aligned}$$

$$= C_{a_0} \prod_{k=1}^n A_k + \sum_{m=0}^{n-2} C_{jm} (1 - A_{m+1}) \prod_{k=m+2}^n A_k + C_{j, n-1} (1 - A_n) - \sum_{k=1}^{n-1} \Delta C_k D_k \prod_{m=k+1}^n A_m. \quad (7)$$

Возвращаясь к формуле (2), получаем выражение для железистости базальтоидов на n -м этапе вулканических излияний:

$$C_{\delta n} = \left[C_{a_0} \prod_{k=1}^n A_k + \sum_{m=0}^{n-2} C_{jm} (1 - A_{m+1}) \prod_{k=m+2}^n A_k + C_{j, n-1} (1 - A_n) + \Delta C_n - \sum_{k=1}^{n-1} \Delta C_k D_k \prod_{m=k+1}^n A_m \right] (1 - \Theta_n) + C_K \Theta_n. \quad (8)$$

Сконструированная модель аналогична тем, которые в теории исследования операций используются для описания цикличности повторяющихся процессов при сопутствующем изменении условий их протекания. Примером такого рода может служить известная модель «стирки носков» [165].

Первый член в квадратных скобках выражения (8) показывает вклад исходного состава астеносферы: с увеличением числа этапов вулканической деятельности, т. е. в ходе геологической эволюции, этот вклад уменьшается, так как $A_k \leq 1$. Второй и третий члены представляют суммарный вклад коренарной системы и подастеносферной зоны — результат изменений положения астеносферы (уровня магмообразования): с увеличением числа n в ходе эволюции этот вклад в общем возрастает, при постоянстве h он равен нулю. Четвертый член (ΔC_n) отражает влияние термодинамических условий выплавления на рассматриваемом этапе, а пятый — эффект истощения астеносферы предшествующими вулканическими излияниями. В общем случае комбинация текущих и предшествующих условий может привести к уменьшению, росту и постоянству железистости вулканитов. При сохранении средней глубины расположения астеносферы должен отмечаться постепенный спад железистости вследствие эффекта истощения.

Верификация на эмпирическом материале

Для проверки соответствия модели геологической реальности воспользуемся многочисленными определениями содержания железа и железистости в разновозрастных образованиях (рис. 44). Семейство теоретических кривых показывает изменение железистости при различных режимах перемещения фронта магмообразования и варьирующем взаимодействии базальтового расплава с материалом земной коры. Здесь и в дальнейшем при теоретических расчетах предполагается выплавление не более 10% вещества астеносферы, исходная железистость которого составляет 0,15—0,20, что близко к показателям пиролитовой модели мантии [27]. Непосредственное влияние термодинамических условий на величину ΔC_k , а также процессов восстановления на величину D_k в данном случае не учитывается.

Как видим, комбинация значений только трех параметров (p_k , Δh_k , Θ_k), что в первом приближении отвечает петрохимической эволюции в рамках

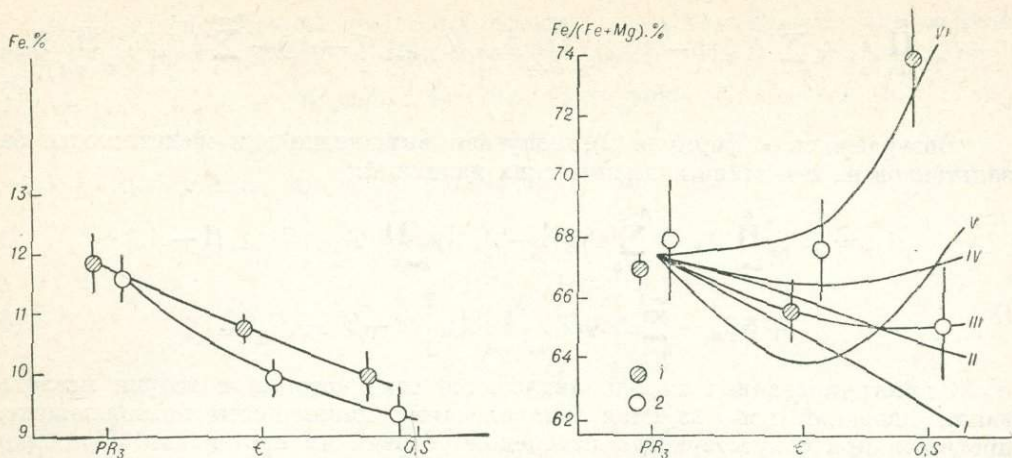


Рис. 44. Содержание железа и железистость геосинклинальных базальтоидов каледонского тектоно-магматического цикла.

1 — Алтае-Саянская складчатая область; 2 — Казахстан.

Вертикальные линии — 90%-ные доверительные интервалы средних значений.

Регион	Возраст пород	Количество ареалов	Количество химических анализов
Алтае-Саянская область	PR ₃	4	63
	ε	15	506
	O,S	3	79
Казахстан	PR ₃	5	27
	ε	12	92
	O,S	10	115

Теоретические кривые железистости рассчитаны по формуле (8) при $C_K = 0,8$; $C_{H_0} = 0,25$ и следующих значениях других параметров.

Кривая	C_{a0}	P_k	ΔC_k	θ_k	Δh_k	q_k
I	0,185	0,05	0,49	0	0	0,5
II	0,185	0,03	0,49	0	0	0,5
III	0,185	0,1	0,477	0	-0,1	0,2
IV	0,185	$\bar{C}_{ak-1} - 0,115$	0,477	0,1k-0,1	-0,1	0,1
V	0,2	0,1	0,45	0,05k+0,05	-0,1	0,2
VI	0,2	0,1	0,46	0,1k-0,1	-0,15	0,1

единого тектоно-магматического цикла, может порождать прямо противоположные тенденции изменения железистости пород. В природе этим двум крайним случаям соответствует, в частности, эволюция состава геосинклинальных базальтоидов в каледонидах Алтае-Саянской складчатой области и Казахстана. Ордовикские и силурийские излияния, завершающие собственно геосинклинальный цикл в Казахстане, с рассматриваемых позиций отвечают относительно истощенному мантийному субстрату. Тенденция истощения верхней мантии начинает доминировать при анализе более крупных временных интервалов [2]. Приведем изменение среднего содержания железа и железистости геосинклинальных базальтоидов в течение фанерозоя (рис. 45). Обращает на себя внимание отчетливый спад железистости при отсутствии соответствующего изменения содержания железа в породах мезозойских эвгеосинклиналей. Как отмечалось ранее, это свидетельствует об интенсивном разогреве верхней мантии,

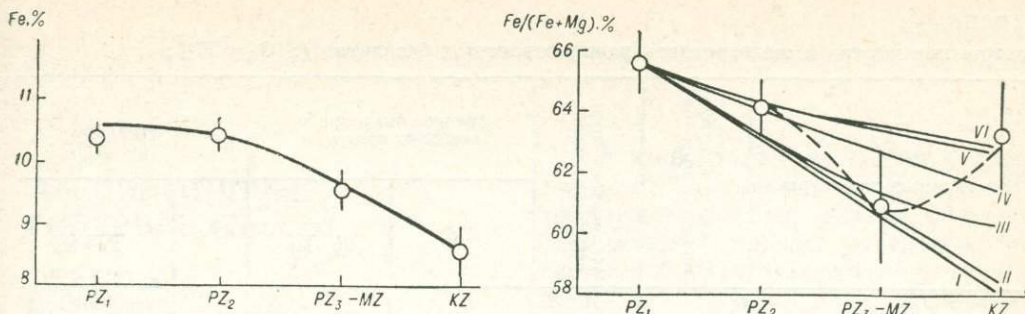


Рис. 45. Содержание железа и железистость базальтоидов из разновозрастных эвгеосинклиналей.

Возраст эвгеосинклиналей	Количество ареалов	Количество химических анализов
PZ ₁	62	2420
PZ ₂	48	1152
PZ ₃ -MZ	44	994
KZ	21	534

Теоретические кривые железистости вычислены при $\Delta h_k / S = 0$, $\Theta_k = 0$ и следующих значениях других параметров.

Кривая	C_{a0}	t_k / t_0	p_k	ΔC_k
I	0,15	0	0,05	0,507
II	0,185	0	0,05	0,472
III	0,2	0,5	$\bar{C}_{ak-1} - 0,1$	0,457
IV	0,185	0	0,03	0,472
V	0,15	0,5	$\bar{C}_{ak-1} - 0,1$	0,507
VI	0,185	0,3	$\bar{C}_{ak-1} - 0,145$	0,472

Штриховой линией показан вариант кривой VI при учете влияния на $\Delta C_{k=3}$ дополнительного разогрева.

что хорошо увязывается с представлением о ревивации тектонического режима и широком проявлении мобилизма в эту эпоху.

Рассмотрим обобщенные оценки содержания железа и железистости базальтов зеленокаменных поясов докембрийских щитов, эвгеосинклиналей неогена и современных островных дуг, находящихся на ранней стадии развития (Тонга, Кермадек, Новые Гебриды, Марианы и др.) (табл. 42). Как видим, крайние члены этого ряда — докембрийские пояса и современные островные дуги — укладываются в единый эволюционный тренд, выводимый теоретически и наблюдаемый реально на протяжении фанерозоя. Данные табл. 42, рис. 44 и 45 свидетельствуют о несомненном и притом весьма внушительном росте дисперсии изучаемых характеристик в более молодых образованиях, что допустимо трактовать как отражение увеличивающейся неоднородности глубинных условий в ходе геологического развития Земли. Соответствие рассмотренной модели эмпирически устанавливаемым закономерностям открывает возможность оценивать диапазон допустимых колебаний ее параметров. Это, вероятно, окажется полезным для контроля некоторых петрогенетических построений.

* * *

В заключение подчеркнем следующее.

1. В интервале одного тектоно-магматического цикла определяющее воздействие на химизм вулканитов оказывают вариации состава исходного субстрата, связанные с вертикальной миграцией фронта магмообразования.

ТАБЛИЦА 42

Содержание железа и железистость разновозрастных базальтов ($\text{SiO}_2 = 50\%$)

Геологические структуры	Количество вулканических аргалов	Количество химических анализов	Среднее значение и стандарт среднего		Стандарт	
			Fe	$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$	Fe	$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$
Современные островные дуги	49	510	$8,7 \pm 0,3$	$58,8 \pm 2,0$	2	8
Эвгеосинклинали неогена	290	7020	$10,0 \pm 0,2$	$63,0 \pm 0,1$	2	5
Палеопротозойские зеленочаменные пояса докембрийских щитов	30	1150	$11,3 \pm 0,3$	$63,0 \pm 0,6$	1	2

2. В масштабе геологической истории Земли отчетливо превалирует тенденция истощения мантийного субстрата. Более молодые эвгеосинклинали и их современные гомологи представлены в среднем менее фемичными и менее железистыми породами.

3. В химическом составе палеопротозойских базальтов из разных докембрийских щитов запечатлено влияние неидентичности условий их выплавления. Об этом же свидетельствует разная плотность мантийного основания щитов. Кроме того, петрохимия палеопротозойских базальтов указывает на слабую истощенность мантийного субстрата в докембрии и его относительно высокую температуру.

4. Эпохи глобального разогрева мантийного вещества и, вероятно, связанные с этим явления мобилизма усложняют петрохимическую эволюцию, но не изменяют ее генеральную тенденцию.

5. Истощенность астеносферы в областях современного вулканизма островных дуг заставляет предполагать существование эффективного механизма выравнивания ее состава в глобальном масштабе. Таким механизмом, как известно [77, 87, 96, 213 и др.], может являться термо-гравитационная конвекция в мантии.

ГЛАВА VII

АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ

ОБЪЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ

В этой главе речь пойдет о магматических комплексах, в составе которых отчетливо преобладают полнокристаллические породы ультраосновного состава. Авторы отдают себе отчет в условности отнесения рассматриваемых образований к генетически единому классу петрологических объектов, какими некогда считались альпийотипные гипербазиты. Использование именно этого названия диктуется тем, что оно позволяет с достаточной определенностью обозначить весьма характерные магматические комплексы фанерозоя, образующие цепочки магматических тел — гипербазитовые пояса. Условия возникновения фанерозойских гипербазитовых поясов, как известно, оживленно обсуждаются в печати, причем высказываются самые разнообразные, нередко взаимоисключающие точки зрения. Ставится под сомнение некогда господствовавшее представление об их интрузивном происхождении; предполагается первично эффузивная природа по крайней мере части этих образований. Допускается также их внедрение в земную кору в виде консолидированных масс — протрузий; иногда они трактуются просто как выступы верхней мантии. В последнее время приобретает популярность точка зрения, согласно которой все или почти все гипербазитовые тела представляют собой элементы слоистых комплексов, отвечающих фрагментам первичной океанической коры. Существенно, что столь разные взгляды исследователей означают не только признание гетерогенности гипербазитовых массивов. Часто диаметрально противоположные мнения высказываются по отношению к одним и тем же магматическим проявлениям.

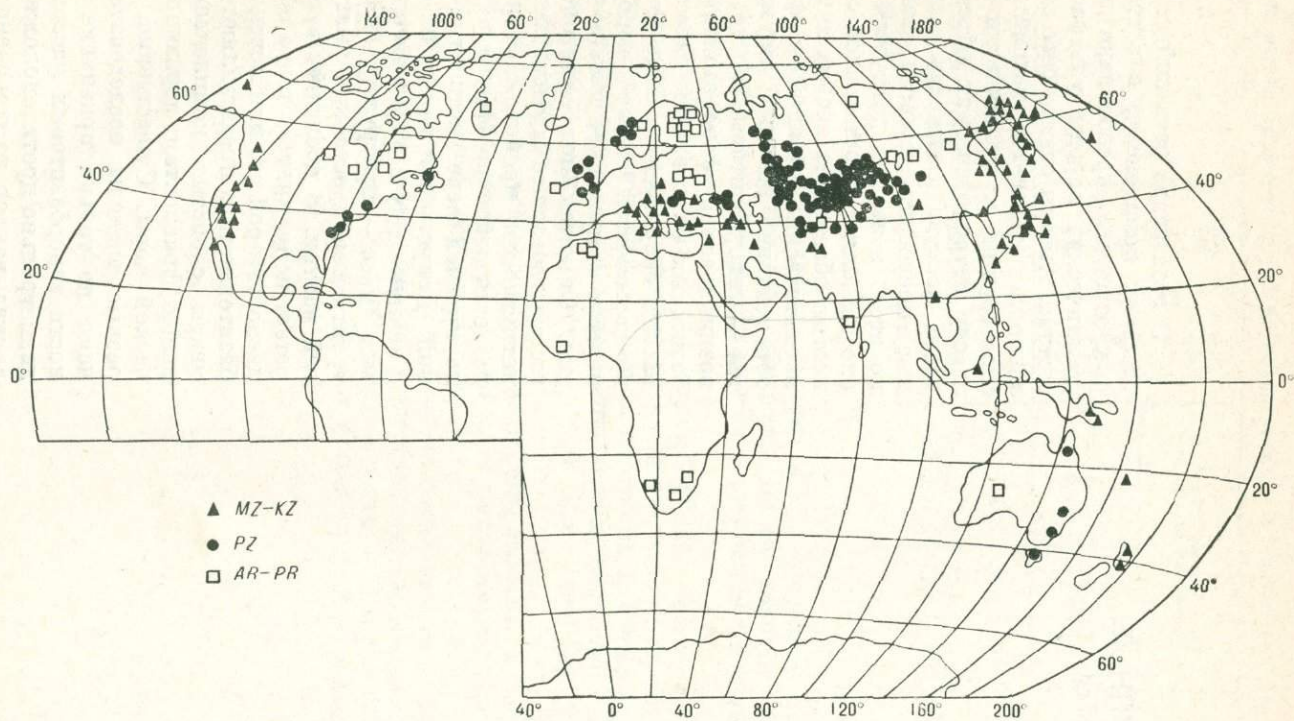


Рис. 46. Размещение учтенных ареалов альпинотипных гипербазитов.

Петрохимическая изученность альпинотипных гипербазитов

Регионы (гипербазитовые пояса, комплексы и т. п.)	Возраст	Количество химических анализов
Австралия и Меланезия		
Калгурли-Норсмен	AR	57
Квинсленд, Новый Южный Уэльс	PZ ₁	17
Тасмания	PZ ₁	6
Новая Зеландия		
Ред-Хил и др.	P ₁	31
Уэйерери, Северный Окленд и др.	J—K	12
Новая Гвинея, пояс Папуа	J—K	15
Новая Каледония	J—K	13
Калимантан, пояс Сабах	J—K	12
Азия		
Анабарский щит	AR	14
Индийский щит	AR	26
Малый Хинган	PR ₁	3
Восточный Саян, идарский комплекс	PR ₃	11
Северный Тянь-Шань	PR ₃	9
Алтае-Саянская складчатая область		
Горный Алтай	Є	9
Горная Шория	Є	38
Западный Саян	Є	36
Ийско-Тагульский пояс	Є	18
Красноярский пояс	Є	76
Оротско-Китойский пояс	Є	36
Салаирский кряж	Є	279
Саяно-Тувинский пояс	Є	51
Кузнецкий Алатау	Є	159
Южно-Тувинский пояс	Є	15
Байкальская горная область	PR ₁	57
	PZ ₁	17
Казахстан		
Щучинский комплекс	Є	12
Шидерты-Экибастузский пояс	Є	62
Северное Прибалхашье	Є—O	9
Чу-Балхашский пояс	O ₁	21
Улутауский пояс	O ₂	25
Чулькызыл-Тюлькуламский пояс	S ₂	13
Южный Тянь-Шань (пояса: Абширский, Канский и др.)	PZ ₂	71
Иртышская зона смятия	D	11
Южная Монголия, гобийский комплекс	D ₂ —C ₁	8
Чарский пояс	C ₁	43
Большой Кавказ	PZ ₂	18
Султануиздаг	C ₁₋₂	6
Севанский хребет	J—K	28
Малая Азия (Ликийский Тавр, Джебель-Мусса и др.)	J	11
Гиндукуш	J	8
Индокитайский полуостров, Банг-Санг-Пиа-Биок	MZ	7
Аравийский полуостров, мыс Бассит	J	3
Корейский полуостров, чхончжинский комплекс	P ₁	4

Регионы (гипербазитовые пояса, комплексы и т. п.)	Возраст	Количество химических анализов
Сихотэ-Алинь		
Надавь-Хада-Бикинская зона	P_1	7
Восточный пояс	P_{1-2}	13
Западный пояс	P_{1-2}	15
Хунгарийский комплекс	K_1	5
Сахалин		
Соколовский комплекс	PZ_2	13
Водопадненский комплекс	MZ_1	4
Песковский комплекс	K_2	11
Шмидтовский комплекс	K_2	7
Японские острова		
Пояс Сангун	P_3	10
Пояс Самбагава	P_3-T_1	16
Пояс Титибу	P_3-T_1	14
Пояс Микабу	P_3-T_1	13
Пояс Камуикотан	$J-K$	10
Пояс Хидака	$J-K$	11
Нагорье Китаками (комплекс Хаятине)	$J-K$	14
Корякско-Анадырская складчатая область		
Западно-Чукотский пояс	K_1	62
Корякский пояс	K_1	88
Восточная Камчатка	K_{1-2}	35
Белуджистан	P	3
Курилы, о. Шикотан	P	5
Алеуты, о. Прибылова	$P?$	1
Африка		
Родезийский щит	AR	14
Трансваальский щит, Барбертон	AR	57
Сьерра-Леоне	AR	3
Ботсвана	PR	30
Центральный Антиатлас	PR	5
Северная Африка, Риф	PR	23
Европа		
Воронежский кристаллический массив, железнгорский комплекс	AR	43
Украинский щит		
Бугско-Днестровский блок	AR	42
Побужье	AR-PR ₁	80
Приазовье	AR-PR ₁	15
Балтийский щит		
Аллареченский район	PR ₁	35
Ветренный Пояс	PR ₁	41
Нотозерский пояс	PR ₁	14
Северо-Карельская зона	PR ₁	52
Британские острова (Инвернесспир, комплекс Баллантрей, Корнуолл и др.)	PZ ₁ ?	36
Шетландские острова	PZ ₁	5
Скандинавия (шведские и норвежские каледониды)	PZ ₁	18
Урал		
Хадатинско-Войкаро-Салатимский пояс	PZ ₁ ?	98

Регионы (гипербазитовые пояса, комплексы и т. п.)	Возраст	Количество химических анализов
Сарановский пояс	PZ ₁	42
Серовско-Уфалейско-Кемпирсайский пояс	D ₁ [?]	398
Алапаевский пояс (режевский комплекс)	C ₁	175
Джетыгаринский пояс (аккаргинский и буруктальский комплексы)	C ₂₋₃	216
Родоны (Голямокаменная группа)	PZ ₂	28
Карпаты	MZ	40
Балканский полуостров (комплексы: Вуринос, Отрис и др.)	MZ	18
Динариды	MZ	15
Апеннинский полуостров (Таро-Манубиола, Групо Маджио)	MZ	12
Кипр	J	6
Эльба (остров)	J	37
Альпы	J?	27
Северная Америка		
Канадский щит	AR	25
Атлантическое побережье		
Аппалачи, комплекс Альберт	C ₁	43
Ньюфаундленд, комплекс Бей-Айлендс	C ₁	35
Тихоокеанское побережье (Вулкан-Пик, Президент-Крик, Францискан, Спарта, Туин-Систерс и др.)	J-K	44
Аляска	MZ	14

Дополнительные разногласия петрологов обнаруживаются при анализе гипербазитовых поясов протерозойского возраста, которые по ряду параметров утрачивают сходство с их фанерозойскими гомологами. Что же касается более древних, архейских, образований, то многие видные специалисты вообще отказываются признавать в них что-либо похожее на «гипербазиты чистой линии». В такой ситуации при выборе объектов исследования мы не сочли возможным руководствоваться соображениями генетического плана. Во всех случаях решающим моментом являлся характер парагенезиса пород, преобладание в нем разновидностей ультраосновного состава и ассоциация этих образований с вулканитами эвгеосинклинального типа. Мы стремились охватить максимально широкий возрастной диапазон и обеспечить представительность разных континентов. Из наиболее древних образований в выборку попали архейские (палеопротерозойские) гипербазиты, радиологический возраст которых превышает или равен 2,7 млрд. лет. Они достаточно широко распространены в пределах зеленокаменных поясов докембрийских щитов. Подобно вмещающим их вулканитам эти гипербазиты претерпели умеренный метаморфизм (фашия зеленых сланцев, реже амфиболитовая), в этом смысле они вполне сопоставимы с более молодыми образованиями. Протерозойские гипербазиты представлены хорошо изученными поясами Балтийского щита и Байкальской горной области; палеозойские — главным образом Урала, Алтае-Саянской складчатой области,

Казахстана и в меньшей мере Аппалач и Скандинавии. Из гипербазитов мезозойского возраста учтены образования североамериканского и азиатского секторов Тихоокеанского кольца, а также синхронные им проявления в зоне Тетиса.

При сборе и систематизации петрохимических данных исключались анализы, относящиеся к породам, первичная природа которых в той или иной мере затуманена наложенными процессами. Всего в общей сложности было учтено приблизительно 3500 полных химических анализов пород, заимствованных из многочисленных, главным образом опубликованных, источников. Наибольшее количество анализов взято из работ И. А. Малахова, Г. В. Пинуса, В. В. Велинского, Н. П. Михайлова, С. С. Зимина, В. Л. Бочарова, Н. М. Чернышева, Р. Г. Колемана, Д. А. Уильямса, Н. А. Хесса и многих других геологов. Кроме того, в наше распоряжение любезно предоставили свои петрохимические коллекции М. В. Богдаева и Н. В. Луцкина.

Первичные аналитические данные группировались и осреднялись в соответствии с авторскими названиями пород для каждого гипербазитового пояса, а при его значительной протяженности и достаточном количестве химических определений — для отдельных звеньев пояса, реже — для обособленных крупных массивов. Общее количество магматических ареалов равно 160 (рис. 46, табл. 43).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПОРОД

Для сравнительного анализа гипербазитовых поясов в интересующем нас плане требовалось знание химического состава однотипных пород и в первую очередь трех их важнейших разновидностей: дунитов, гарцбургитов и серпентинитов. Между тем, как известно, в строении поясов далеко не всегда принимает участие вся ассоциация названных пород. Указанное затруднение преодолевалось следующим образом. Формировались частные выборки из тех гипербазитовых поясов, в пределах которых распространены по крайней мере две петрографические разновидности пород, например дуниты и серпентиниты. Относящиеся к ним петрохимические данные использовались для вычисления серии множественных регрессий: каждого компонента состава серпентинитов на совокупность химических компонентов дунитов (и наоборот). Это позволило с достаточной надежностью «восстанавливать» значения почти всех петрохимических параметров пород для тех гипербазитовых поясов, где они по тем или иным причинам оказались неизученными (исключение составили SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO и щелочи, ошибка регрессионной оценки для которых оказалась неприемлемо высокой). Таким путем, в частности, был восстановлен состав наиболее распространенных пород — серпентинитов — в 36 из 160 ареалов гипербазитов.

Сравнение составов дунитов, гарцбургитов и серпентинитов само по себе представляет значительный интерес, поскольку позволяет получить сведения об условиях формирования гипербазитовых тел. В этом плане в последние годы получены интересные результаты [4, 57, 58, 102 и др.]. Особо следует выделить исследования Д. С. Штейнберга, И. С. Чашухина и М. В. Лагутиной

[102], убедительно показавших реальность изохимической и аллохимической серпентинизации пород. Имеющиеся в нашем распоряжении данные непригодны для детализации результатов этих исследователей. Вместе с тем они позволяют получить представление, в какой мере те или иные тенденции могут считаться преобладающими при достаточно широком обобщении материала.

Чтобы исключить влияние региональной специфики, были выделены такие фанерозойские пояса, в составе которых одновременно присутствуют все три главные разновидности гипербазитов. Общее количество таких поясов составило 51. Результаты покомпонентного сопоставления химизма сосуществующих дунитов, гарцбургитов и серпентинитов (рис. 47) показали в большинстве случаев отчетливую коррелированность значений петрохимических характеристик для разнотипных пород. Иначе говоря, дуниты, гарцбургиты и серпентиниты в равной мере пригодны для сопоставления гипербазитовых поясов в целом. Для суждения о различиях химизма рассматриваемых пород необходимо иметь в виду неодинаковое содержание в них гигроскопической воды. Об этом свидетельствуют потери веса при прокаливании, составившие для дунитов данной выборки в среднем 6%, для гарцбургитов 7,5%, для серпентинитов 12,7%.

Содержание SiO_2 в дунитах и серпентинитах примерно одинаковое и заметно ниже, чем в гарцбургитах. С учетом поправки при прокаливании можно считать, что вне зависимости от соотношения аподунитовых и апогарцбургитовых разновидностей среди серпентинитов они в среднем несколько обогащены кремнеземом по сравнению с исходными породами. Содержание TiO_2 в гарцбургитах и серпентинитах почти одинаковое и ощутимо больше, чем в дунитах. Вне зависимости от поправки за гигроскопическую воду можно констатировать несомненный привнос титана в процессе серпентинизации. Аналогичный вывод приходится делать и в отношении глинозема. Соотношение двух- и трехвалентного железа в породах отражает хорошо известную тенденцию окисления его при серпентинизации дунитов и гарцбургитов [102]. Суммарное содержание железа, как и кальция, при этом существенно не меняется. Анализ соотношений MgO и $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ в породах позволяет предполагать некоторый вынос магния в процессе серпентинизации. Отчетливое обогащение серпентинитов натрием и калием — твердо установленный факт. Специальными исследованиями О. М. Глазунова и Л. П. Фроловой показано, что приблизительно 20% общего количества щелочей в серпентинитах находится в легкоподвижном, сорбированном состоянии.

Таким образом, сравнительный анализ химизма сосуществующих дунитов, гарцбургитов и серпентинитов выявляет некоторые общие среднестатистические тенденции, свойственные преобладающей части гипербазитов в процессе их серпентинизации. Они заключаются в относительном обогащении серпентинитов типичными элементами силикатной земной коры (кремнием, алюминием и щелочами), а также титаном, характерным для базитовых магм, при одновременном обеднении их магнием. Последний процесс, как показано в работах Д. С. Штейнберга, И. С. Чащухина, М. В. Лагутиной [102], может реализовываться в связи с образованием при серпентинизации наряду с антигоритом брусита, подвергающегося растворению и переотложению. Процесс серпентинизации, таким образом, в какой-то мере направлен на минимизацию геохимического контраста между гипербазитами и вмещающей средой.

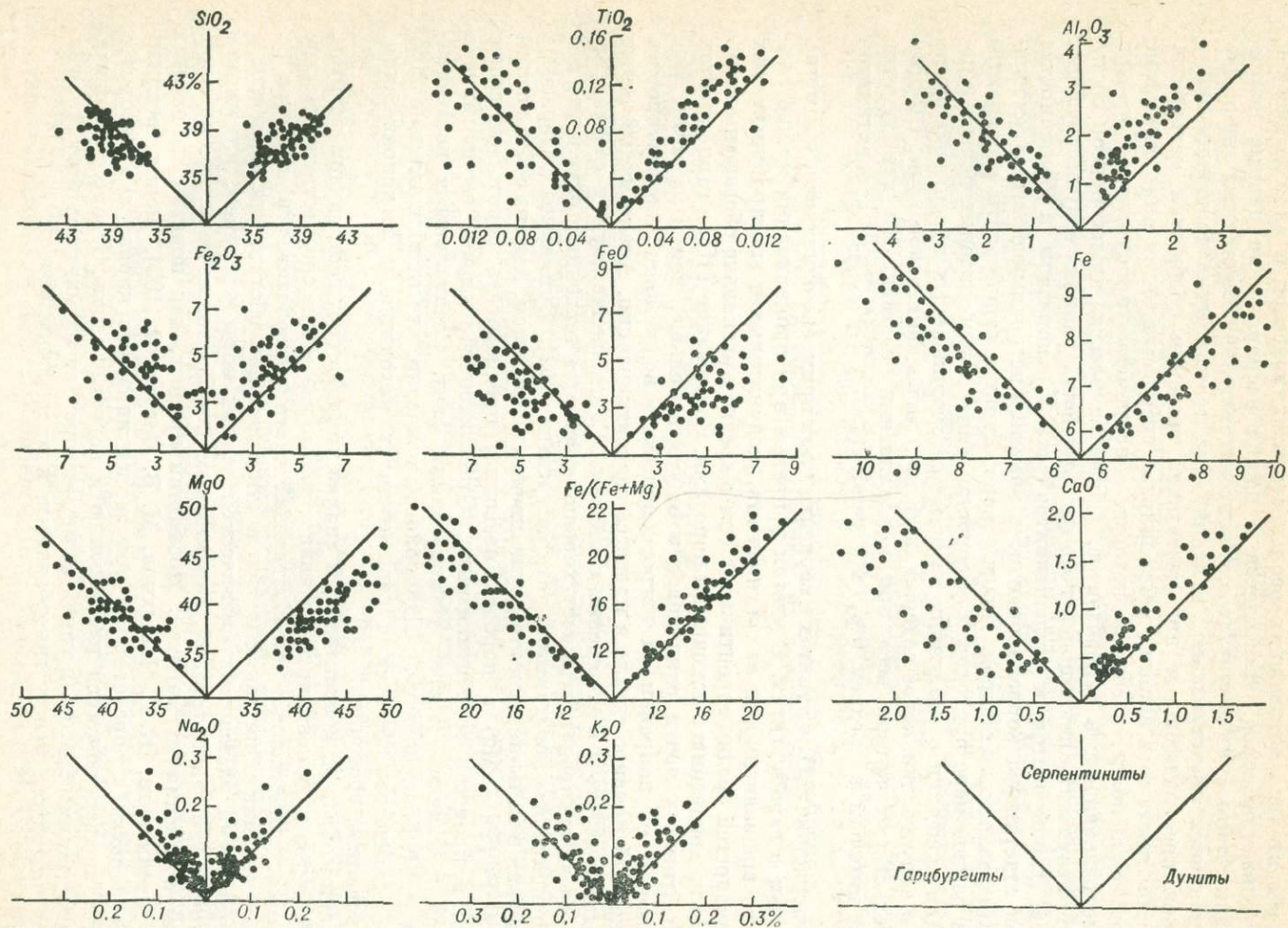


Рис. 47. Средние содержания петрогенных компонентов в парагенетически связанных дунитах, гарцбургитах и серпентинитах.

Взаимодействие геологических объектов с вмещающей средой может учитываться при анализе вариаций химизма пород на региональном уровне. Продемонстрируем это на примере альпинотипных гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области. В этом регионе раннекембрийские гипербазиты слагают в достаточной мере обособленные пояса. Их детальной характеристике посвящены работы Г. В. Пинуса, В. А. Кузнецова, И. М. Волохова, О. М. Глазунова, П. Е. Казакова, В. М. Немцовича и многих других геологов. Существенно, что наряду с несомненной общностью состава поясов, отличающих их от аналогичных образований других регионов, исследователи нередко обращали внимание на ощутимые различия между ними и, как правило, объясняли их непосредственным влиянием неоднородности состава верхней мантии. В работе одного из авторов этой книги совместно с В. М. Немцовичем и Л. Н. Парадеевой [3] было показано, что для объяснения систематических различий в составе однотипных пород из разных гипербазитовых поясов допустимо использовать иные ресурсы. Данные о химизме серпентинитов Алтае-Саянской области (табл. 44) свидетельствуют, что существенные различия в средних содержаниях наблюдаются почти для всех петрогенных элементов. Аналогичные соотношения установлены и для других разновидностей гипербазитов. О коррелированности всех разновидностей пород по железистости дает представление рис. 48, где гипербазитовые пояса ранжированы по железистости серпентинитов.

Ключом к пониманию природы вариаций состава алтае-саянских гипербазитов явилось установление зависимости железистости и сопряженных с нею титанистости, щелочности и окисленности пород от размеров слагаемых ими массивов. Наиболее магнезиальными оказались магматические тела Оротско-Китойского пояса, размеры которых достигают 170 км²; менее магнезиальны гипербазиты Саяно-Тувинского пояса (средний размер массивов до 80 км²); далее следуют породы Южно-Тувинского пояса, включающего Агардагский массив площадью 32 км²; этот перечень замыкают те пояса, в которых химическими анализами охарактеризованы лишь мелкие массивы с поперечником в десятки и реже сотни метров.

Отмеченное соотношение объяснялось в работе [3] влиянием взаимодействия магматического расплава с вмещающими породами. При этом считалось, что процессы контаминации и гибридизма, очевидно, не затрагивают центральные части крупных плутонов, в то время как в мелких телах зоны контаминированных пород занимают их большую часть. В результате более крупные гипербазитовые массивы полнее отражают состав исходного мантийного вещества, менее железистого и щелочного, чем вмещающая среда. В настоящее время мы полагаем, что для объяснения наблюдаемых соотношений не обязательно привлекать представление о существовании расплавов ультрабазитовой магмы. К аналогичным результатам может привести взаимодействие гипербазитовых масс с вмещающей средой на стадии их серпентинизации. Пример с алтае-саянскими гипербазитами можно рассматривать как проявление общей тенденции выравнивания концентраций при взаимодействии масс разного состава. Существенно при этом, что конечный результат процесса, т. е. полнота выравнивания, зависит не только от условий его протекания, но и от соотношения объемов масс.

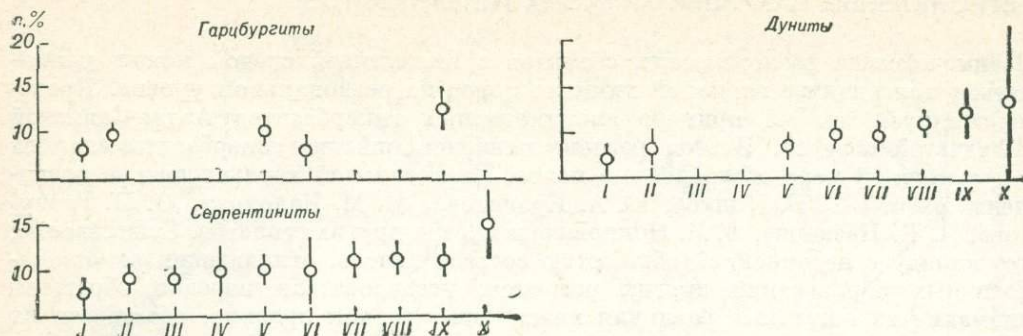


Рис. 48. Вариации железистости альпинотипных гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области.

Гипербазитовые пояса: I — Оротско-Китойский, II — Саяно-Тувинский, III — Южно-Тувинский, IV — Горно-Алтайский, V — Кузнецко-Алатауский, VI — Ийско-Тагульский, VII — Западно-Саянский, VIII — Салаирский, IX — Красноярский, X — Горно-Шорский.

Во многом сходное явление описывает С. С. Зимин [34], сопоставлявший петрографический и химический состав гипербазитовых массивов Урала. По его наблюдениям в ряду массивов (Кемпирсайский, Крака, Халиловский, Хабарнинский) монотонно увеличивается роль пород основного состава и одновременно растет железистость гипербазитов. Аналогичные соотношения установлены и для расслоенных габброидных интрузий. Можно сослаться, например, на работу О. К. Иванова и Л. Д. Булыкина [36], где приводятся следующие сведения. Чем больше мощность зоны концентрации оливина в массиве, тем ниже в нем содержание фаялитового компонента. В случае особо высоких мощностей, более 1000 м (дуниты Великой Дайки), железистость пород падает до уровня, типичного для альпинотипных гипербазитов.

Разумеется, не все региональные вариации состава гипербазитов могут быть объяснены с указанных позиций. Интересный результат был недавно получен М. Н. Годлевским и его коллегами при изучении гипербазитов Южного Урала [26]. В этом регионе, как известно, закартирована серия субмеридионально ориентированных гипербазитовых поясов, возраст которых закономерно убывает от силурийских-раннедевонских на западе до позднекарбовых на востоке. Выявлен отчетливый пространственно-временной тренд состава гипербазитов. С запада на восток в породах уменьшается содержание магния при одновременном увеличении концентрации титана, кремнезема, глинозема и железа. М. Н. Годлевский и его коллеги объясняют эту закономерность контаминацией гипербазитовой магмы материалом сиалической коры, мощность которой возрастает в восточном направлении. Не исключено, однако, что в данном случае мы наблюдаем проявление характерной поперечной зональности длительно и сложно развивавшейся зоны субдукции. Эта зональность показывает, что в течение всего палеозоя на Южном Урале преобладало подвигание плиты с запада на восток. В пользу такого заключения свидетельствует аналогичная по ориентировке, петрохимическому и геофизическому

ТАБЛИЦА 44

Химический состав серпентинитов Алтае-Саянской складчатой области

Гипербазитовые пояса	Количество химических анализов	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		FeO	
		\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}
Онотско-Китойский	17	44,41	2,93	0,02	0,03	1,40	1,10	4,09	2,82	3,78	2,18
Саяно-Тувинский	25	45,23	3,16	0,08	0,11	1,28	0,93	4,39	2,22	4,07	1,45
Южно-Тувинский	15	42,64	3,37	0,04	0,04	0,93	0,93	6,09	1,44	2,60	1,37
Горно-Алтайский	6	45,90	3,05	0,01	0,00	1,26	1,56	7,04	3,59	2,29	1,62
Кузнецко-Алатауский	63	45,06	2,25	0,09	0,15	1,35	1,09	6,08	2,64	2,95	1,64
Ийско-Тагульский	6	44,42	2,25	0,06	0,11	1,85	1,01	3,68	2,83	5,66	1,81
Западно-Саянский	13	44,50	3,18	0,05	0,05	1,68	1,11	6,33	2,82	3,32	1,49
Салаирский	234	43,35	3,00	0,08	0,04	1,39	3,39	7,14	2,20	2,45	1,90
Красноярский	28	44,29	3,75	0,14	0,19	1,45	0,74	6,72	2,83	3,59	1,86
Горно-Шорский	7	44,32	2,74	0,04	0,04	1,60	0,73	7,29	4,10	5,78	0,73

Гипербазитовые пояса	Количество химических анализов	MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O	
		\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}	\bar{x}	\hat{s}
Онотско-Китойский	17	0,10	0,08	45,75	3,65	0,50	0,94	0,20	0,27	0,05	0,10
Саяно-Тувинский	25	0,12	0,13	44,13	2,36	0,51	0,71	0,11	0,10	0,08	0,09
Южно-Тувинский	15	0,11	0,03	46,58	3,51	0,68	0,95	0,29	0,15	0,04	0,05
Горно-Алтайский	6	0,14	0,01	42,20	5,00	0,96	1,70	0,19	0,47	0,01	0,01
Кузнецко-Алатауский	63	0,12	0,05	43,20	3,11	0,41	0,92	0,60	1,01	0,14	0,34
Ийско-Тагульский	6	0,12	0,09	43,67	5,27	0,49	0,91	0,03	0,04	0,02	0,02
Западно-Саянский	13	0,16	0,10	43,15	2,54	0,67	0,90	0,09	0,05	0,05	0,04
Салаирский	234	0,15	0,08	44,69	4,14	0,49	1,28	0,22	0,70	0,04	0,11
Красноярский	28	0,12	0,04	42,34	2,78	1,08	1,37	0,15	0,08	0,12	0,05
Горно-Шорский	7	0,14	0,03	39,85	2,72	0,36	0,34	0,36	0,20	0,26	0,16

выражению зональность геосинклинальных базальтоидов, пространственно и во времени сопряженных с гипербазитовыми поясами (данные авторов и Н. А. Румянцевой).

ВОЗРАСТНЫЕ ВАРИАЦИИ СОСТАВА ГИПЕРБАЗИТОВ

Петрогенетическая схема

В основу построения положены следующие допущения.

1. *Эвгеосинклинальные базальтоиды и сопутствующие им гипербазиты являются производными вещества верхней мантии. Это положение принимается в большинстве современных тектонических и петрологических гипотез [8, 27,*

48, 75, 85]. Оно хорошо согласуется с геофизическими, и в частности сейсмологическими, данными; в его пользу свидетельствуют результаты изучения интрателлурических включений [27, 51].

2. *Исходный мантийный субстрат по составу занимает некое промежуточное положение между эвгеосинклинальными базальтоидами и гипербазитами.* К такому заключению в последнее время приходит подавляющее большинство петрологов. Разногласия между ними касаются только количественной оценки состав субстрата. Так, Ю. М. Шейнманн допускает ультраосновной щелочной состав недифференцированной верхней мантии; А. П. Виноградов, Н. Д. Соболев и др. полагают, что она близка к силикатной фракции хондритов; Д. Х. Грин и А. Е. Рингвуд [27] обосновывают ее пиролитовый состав, а Л. В. Дмитриев и др. [29] — лерцолитовый. Существенно, что во всех этих вариантах принимается большая железистость исходного мантийного вещества, чем у альпинотипных гипербазитов.

3. *Эвгеосинклинальные базальтоиды и альпинотипные гипербазиты комплементарны.* Это несколько более сильное по сравнению с предыдущим допущение также завоевывает все большее число сторонников. Слабая дифференцированность многих гипербазитовых тел в сочетании с некоторыми особенностями состава слагающих их пород (обилие тугоплавких компонентов, чрезвычайная бедность щелочами и т. п.) позволила в свое время Г. В. Пинусу [75] увидеть в них своего рода конечные продукты дифференциации. Дополнительные обоснования комплементарности состава базальтоидов и гипербазитов можно найти в работах Е. Ф. Осборна [189], А. П. Виноградова, Л. В. Дмитриева и др.

4. *Наряду с процессом дифференциации мантийного субстрата при вытеснении базальтов имеет место его частичная гомогенизация.* Это предположение является следствием допущения широких латеральных и вертикальных перемещений мантийных масс.

5. *Объем интродуцирующих (экструдующих) гипербазитов пренебрежимо мал в сравнении с объемом изливающихся базальтов.* Это очевидное допущение опирается на многолетний опыт геологического картирования офиолитовых комплексов.

Все перечисленные допущения определяют условия формирования альпинотипных гипербазитов и позволяют следующим образом сформулировать модель эволюции их состава. Дифференциация вещества мантии приводит к обособлению базальтоидов, обогащенных литофильными компонентами, от тугоплавкого остатка — гипербазитов. Повторение подобного процесса ведет к последовательному обеднению остаточных продуктов железом, глиноземом и щелочами. Это означает, что состав гипербазитов должен обнаруживать зависимость и от абсолютного возраста пород и от длительности геологической предыстории регионов. При этом, очевидно, среди докембрийских гипербазитов мы вправе ожидать преобладания высокожелезистых разновидностей, среди более молодых — обогащенных магнием. Большое разнообразие условий формирования молодых гипербазитов должно приводить к росту дисперсии их состава. Наряду с высокожелезистыми разновидностями, типичными для маломощной земной коры и слабо дифференцированной верхней мантии, могут возникать породы, резко обогащенные магнием, характерные для регионов длительного и интенсивного развития.

Математическая конструкция

Возможность количественной оценки эволюции состава гипербазитов вытекает из рассмотрения математической модели явления. При этом, очевидно, в первом приближении допустимо ограничиться учетом изменения железистости пород, рассматривая этот параметр в качестве индикатора процесса дифференциации верхней мантии.

Пусть V_0 — объем зоны магмообразования; $1 - V_0$ — объем ниже расположенной зоны, вещество которой участвует в процессе выравнивания концентрации после каждого акта выплавления базальтов (очевидно, что $V_0 \ll \ll 1 - V_0$); C_0 — исходная средняя железистость мантийного вещества в рассматриваемых двух зонах; $C_{0в}$, $C_{0н}$ — железистость верхней и нижней зон соответственно.

Тогда

$$C_0 = C_{0в}V_0 + C_{0н}(1 - V_0). \quad (9)$$

В течение геосинклинального цикла происходит инконгруэнтное выплавление базальтов, объем которых составляет p -ю часть объема V_0 , а железистость $C_{0в}^{*(1)} > C_{0в}$. Комплементарные им гипербазиты занимают соответственно $(1 - p)$ -ю часть объема V_0 , их железистость $C_{0в}^{(1)} < C_{0в}$ определяется из равенства

$$C_{0в}^{*(1)}p + C_{0в}^{(1)}(1 - p) = C_{0в}. \quad (10)$$

Удаление из зоны магмообразования базальтов объемом pV_0 компенсируется опусканием нижней границы этой зоны или равноценным, с точки зрения последующих построений, поступлением снизу из зоны объемом $1 - V$ вещества с железистостью $C_{0н}$. Аналогичным образом происходит компенсация убыли вещества в самой этой зоне.

Таким образом, после завершения геосинклинального цикла железистость мантийного субстрата в верхней зоне оказывается равной

$$C_{0в}^{(1)}(1 - p) + C_{0н}p,$$

в то время как в нижней зоне она сохраняет прежнее значение $C_{0н}$.

Процесс конвективного перемешивания мантийного материала может оказаться причиной дополнительного перераспределения железистости. Это обстоятельство учитывается с помощью близких к единице множителей $a \geq 1$, $b \leq 1$. Поэтому к концу первого цикла средняя железистость вещества в верхней зоне оказывается равной

$$C_{1в} = [C_{0в}^{(1)}(1 - p) + C_{0н}p]a, \quad (11)$$

в нижней

$$C_{1н} = C_{0н}b, \quad (12)$$

а в пределах всего учитываемого объема

$$C_1 = C_{1в}V_0 + C_{1н}(1 - V_0). \quad (13)$$

Второй геосинклинальный цикл, сопровождающийся выплавлением базальтов с железистостью $C_{1в}^{*(2)}$, приводит к формированию респитов с железистостью

$$C_2 = C_{2в}V_0 + C_{2н}(1 - V_0),$$

где

$$\left. \begin{aligned} C_{2В} &= [C_{1В}^{(2)} (1-p) + C_{1Н} p] a; \\ C_{2Н} &= [C_{1Н} (1-p) + C_{0Н} p] b. \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

Аналогично после третьего цикла

$$\begin{aligned} C_3 &= C_{3В} V_0 + C_{3Н} (1 - V_0); \\ C_{3В} &= [C_{2В}^{(3)} (1-p) + C_{2Н} p] a; \\ C_{3Н} &= [C_{2Н} (1-p) + C_{0Н} p] b. \end{aligned}$$

После m -го цикла

$$C_{mВ} = [C_{m-1В}^{(m)} (1-p) + C_{m-1Н} p] a; \quad (15)$$

$$C_{mН} = [C_{m-1Н} (1-p) + C_{0Н} p] b. \quad (16)$$

Для раскрытия последовательности $C_{0В}$, $C_{1В}$, ..., $C_{mВ}$ учитываем, что

$$C_{1В} = aC_{0В}^{(1)} (1-p) + apC_{0Н}.$$

В свою очередь

$$C_{0В}^{(1)} (1-p) + C_{0В}^{*(1)} p = C_{0В},$$

поэтому

$$C_{0В}^{(1)} (1-p) = C_{0В} - pC_{0В}^{*(1)}.$$

Соответственно

$$C_{1В} = aC_{0В} - aC_{0В}^{*(1)} - apC_{0Н}. \quad (17)$$

Так же находим

$$C_{2В} = aC_{1В} - apC_{1В}^{*(2)} - apC_{1Н};$$

$$C_{3В} = aC_{2В} - apC_{2В}^{*(3)} - apC_{2Н};$$

$$\dots \dots \dots$$

$$C_{mВ} = aC_{m-1В} - apC_{m-1В}^{*(m)} - apC_{m-1Н}.$$

Представим эту последовательность в виде

$$\left. \begin{aligned} C_{1В} &= aC_{0В} - ap [C_{0В}^{*(1)} - C_{0Н}]; \\ C_{2В} &= aC_{1В} - ap [C_{1В}^{*(2)} - C_{1Н}]; \\ C_{3В} &= aC_{2В} - ap [C_{2В}^{*(3)} - C_{2Н}]. \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

Так как $b \leq 1$, члены $C_{1Н}$, $C_{2Н}$, $C_{3Н}$, ... либо одинаковы, либо монотонно убывают:

$$\left. \begin{aligned} C_{1Н} &= C_{0Н} b; \\ C_{2Н} &= [C_{1Н} (1-p) + pC_{0Н}] b; \\ C_{3Н} &= [C_{2Н} (1-p) + pC_{0Н}] b; \end{aligned} \right\} \quad (19)$$

т. е. $C_{1Н} \leq C_{0Н}$; $C_{2Н} \leq C_{1Н}$ и т. д. Различия между смежными членами последовательности $C_{0Н}$, $C_{1Н}$, $C_{2Н}$... должны быть малы, поскольку объем нижней

зоны существенно больше объема верхней. Соответственно часть p объема V_0 составляет относительно малую долю объема $1 - V_0$, поэтому обновление материала с каждым циклом оказывается незначительным.

Учитывая соотношения (19) и принимая во внимание, что состав базальтов от цикла к циклу остается примерно постоянным или изменяется слабо, различие между железистостью базальтов и железистостью мантийного материала в зоне $1 - V_0$ можно представить в виде

$$\left. \begin{aligned} C_{0В}^{*(1)} - C_{0Н} &= q; \\ C_{1В}^{*(2)} - C_{1Н} &= q + \Delta C; \\ C_{2В}^{*(3)} - C_{2Н} &= q + 2\Delta C; \\ C_{3В}^{*(4)} - C_{3Н} &= q + 3\Delta C, \end{aligned} \right\} \quad (20)$$

где $\Delta C \geq 0$. При этом последовательность (18) принимает вид

$$\left. \begin{aligned} C_{1В} &= aC_{0В} - apq; \\ C_{2В} &= aC_{1В} - ap(q + \Delta C); \\ C_{3В} &= aC_{2В} - ap(q + 2\Delta C); \\ &\dots \end{aligned} \right\} \quad (21)$$

Раскроем члены этой последовательности:

$$\begin{aligned} C_{1В} &= aC_{0В} - apq; \\ C_{2В} &= a(aC_{0В} - apq) - apq - ap\Delta C = a^2C_{0В} - pq(a^2 + a) - p\Delta Ca; \\ C_{3В} &= a[a^2C_{0В} - pq(a^2 + a) - p\Delta Ca] - apq - 2ap\Delta C = \\ &= a^3C_{0В} - pq(a^3 + a^2 + a) - p\Delta C(a^2 + 2a). \end{aligned}$$

Продолжая выкладки, получаем

$$\begin{aligned} C_{mВ} &= a^m C_{0В} - pq(a^m + a^{m-1} + a^{m-2} + \dots + a^3 + a^2 + a) - \\ &- p\Delta C[a^{m-1} + 2a^{m-2} + \dots + (m-2)a^2 + (m-1)a] = a^m C_{0В} - pq(a^m - 1) \times \\ &\times [a/(a-1)] - p\Delta C[1 + 2/a + 3/a^2 + \dots + (m-1)/a^{m-2}]. \end{aligned} \quad (22)$$

Выражение в последних квадратных скобках представляет собой арифметико-геометрическую прогрессию. После суммирования ее членов получаем

$$\begin{aligned} C_{mВ} &= a^m C_{0В} - pq[(a^m - 1)a/(a-1)] - \\ &- p\Delta C a^m \{[1 - (m-1)a^{-m+1}]/(a-1) + (1 - a^{-m+2})/(a-1)^2\}. \end{aligned} \quad (23)$$

Для упрощения этого выражения учтем, что множитель a близок к единице. Поэтому можно использовать приближенные равенства

$$a \approx 1 + \alpha; \quad a^m \approx 1 + m\alpha; \quad 0 \leq \alpha \ll 1.$$

После подстановки получаем

$$C_{mВ} \approx C_{0В} + mC_{0В}\alpha - mp[q(1 + \alpha) + \Delta C(1 + m\alpha)(1 - m)^2/m]. \quad (24)$$

Равенство (24) описывает изменение железистости гипербазитов за m геосинклинальных циклов. Член $C_{0в}$ представляет собой железистость исходного мантийного субстрата. Произведение $C_{0в} \alpha$ характеризует эффект восстановления в течение одного цикла в результате конвективного перемешивания материала и действия других причин. Соответственно произведение $m C_{0в} \alpha$ показывает этот эффект, накопленный за m циклов. Член $q(1 + \alpha)$ характеризует первоначальное различие в железистости базальтов и мантийного материала в нижней зоне. Второй член, стоящий в квадратных скобках, показывает прогрессирующую вариацию этого различия.

Проанализируем в общем виде изменение железистости гипербазитов по мере увеличения числа геосинклинальных циклов. Дифференцируя по m , получаем

$$dC_{mв}/dm = C_{0в}\alpha - pq(1 + \alpha) - p\Delta C [(m - 1)^2 \alpha + 2(m - 1)(1 + m\alpha)]. \quad (25)$$

Это равенство указывает на то, что производная $dC_{mв}/dm$ отрицательна, т. е. с увеличением числа геосинклинальных циклов железистость гипербазитов убывает. Единственный положительный член в правой части равенства — произведение $C_{0в} \alpha$ существенно ограничено по значению. Последний отрицательный член растет по абсолютному значению как $2(m - 1)p\Delta C$, так что в рамках конструируемой модели неизбежно уменьшение железистости $C_{mв}$ при $\Delta C > 0$, даже если восстановление за цикл, определяемое величиной α , больше, чем было учтено.

Можно показать, что с увеличением числа геосинклинальных циклов растет дисперсия железистости гипербазитов. Представляя формулу (24) в виде

$$C_{mв} \approx C_{0в} - m \{ p[q(1 + \alpha) + \Delta C(2 + m\alpha)(m - 1)^2/m] - C_{0в}\alpha \}$$

и полагая $\Delta C \approx 0$, $\alpha \approx 0$, можем записать выражение для дисперсии

$$D(C_{mв}) \approx D(C_{0в}) + m^2 D(\{ \dots \}). \quad (26)$$

Неоднородность регионов по железистости гипербазитов включает исходную неоднородность, а также прогрессирующую, которая отражает местные отклонения от единой «технологии» выплавки базальтов. Таким образом, с увеличением числа геосинклинальных циклов должна наблюдаться общая тенденция уменьшения железистости гипербазитов при одновременном росте различий между регионами, геологическая история которых включает одинаковое число циклов. Этот вывод получен при отсутствии сведений о конкретных значениях параметров модели.

Рассматриваемая математическая модель не включает в себя «обратную связь», т. е. возвращение части базальтов в мантию в процессе преобразования континентальной коры в океаническую. На основании общих соображений возвращение части базальтов в мантию по своему влиянию на главную тенденцию эквивалентно уменьшению числа циклов, а по влиянию на дисперсию равносильно увеличению их числа. Характер поведения величины $C_{mв}$ в функции от m при этом не изменится.

При наличии дополнительных сведений о параметрах модели ($C_{0в}$, p , q , ΔC , α , m), т. е. при условии, что могут быть заданы некоторые их численные оценки (например, с помощью двусторонних ограничений или функций рас-

предела вероятностей), можно пытаться теоретически оценить диапазон вариации железистости гипербазитов. Для аналитического выражения функции $f_{C_{mB}}$, описывающей плотность распределения вероятностей значений C_{mB} через соответствующие функции f_p , $f_{\Delta C}$, f_q и т. п., представим равенство (24) в виде

$$C_{mB} = C_{0B}\varphi_1(m, \alpha) - p[q\varphi_2(m, \alpha) + \Delta C\varphi_3(m, \alpha)], \quad (27)$$

где $\varphi_1(m, \alpha) = m\alpha$; $\varphi_2(m, \alpha) = m(1 + \alpha)$; $\varphi_3(m, \alpha) = (1 + m\alpha)(m - 1)$.

Обозначим

$$C_{0B}\varphi_1 = B_1; \quad q\varphi_2 = B_2; \quad \Delta C\varphi_3 = B_3; \quad B_2 + B_3 = Z; \quad pZ = T; \quad C_{mB} = B_1 - T \quad (28)$$

и учтем, что все переменные принимают только положительные значения. В соответствии с правилами преобразования распределений для функций от нескольких независимых параметров находим

$$f_{C_{mB}}(C_{mB}) = \int_0^{\infty} f_{B_1}(B_1) f_T(B_1 - C_{mB}) dB_1, \quad (29)$$

где

$$f_T(T) = \int_0^{\infty} p^{-1} f_p(p) f_Z(Tp^{-1}) dp; \quad (30)$$

$$f_Z(Z) = \int_0^{\infty} f_{B_2}(B_2) f_{B_3}(Z - B_2) dB_2. \quad (31)$$

Так как

$$\left. \begin{aligned} f_{B_1}(B_1) &= (1/\varphi_1) f_{C_{0B}}(B_1/\varphi_1); \\ f_{B_2}(B_2) &= (1/\varphi_2) f_q(B_2/\varphi_2); \\ f_{B_3}(B_3) &= (1/\varphi_3) f_{\Delta C}(B_3/\varphi_3), \end{aligned} \right\} \quad (32)$$

то

$$f_Z(Z) = \int_0^{\infty} f_q(q) \varphi_3^{-1} f_{\Delta C}\left(\frac{Z - \varphi_2 q}{\varphi_3}\right) dq; \quad (33)$$

$$f_T(T) = \int_0^{\infty} p^{-1} f_p(p) \left[\int_0^{\infty} f_q(q) \varphi_3^{-1} f_{\Delta C}\left(\frac{T - \varphi_2 p q}{p \varphi_3}\right) dq \right] dp. \quad (34)$$

Окончательно

$$\begin{aligned} f_{C_{mB}}(C_{mB}) &= \int_0^{\infty} f_{C_{0B}}(C_{0B}) \left\{ \int_0^{\infty} p^{-1} f_p(p) \times \right. \\ &\times \left. \left[\int_0^{\infty} f_q(q) \varphi_3^{-1} f_{\Delta C}\left(\frac{C_{0B}\varphi_1 - C_{mB} - \varphi_2 p q}{p \varphi_3}\right) dq \right] dp \right\} dC_{0B}. \end{aligned} \quad (35)$$

По существу, мы получили $f_{C_{mB}}$ при фиксированных значениях m и α , т. е. $f_{C_{mB}}(C_{mB}, m, \alpha)$. Параметры m и α в свою очередь могут быть известны

с малой точностью. Для разновозрастных гипербазитовых поясов из регионов с разной геологической предысторией эти величины, даже будучи известными, могут варьировать в широких пределах. Ввиду того, что m и α входят в выражение $f_{C_{mB}}$ через функции $\varphi_1(m, \alpha)$, $\varphi_2(m, \alpha)$, $\varphi_3(m, \alpha)$, получить аналитическое выражение $f_{C_{mB}}$ через $f_m(m)$ и $f_\alpha(\alpha)$ не представляется возможным. Однако, имея равенство (35) и распределения $f_m(m)$ и $f_\alpha(\alpha)$, можно воспользоваться численными методами. Последовательнo задавая значениями m_i и α_j для серии i и j , вычислим частные распределения $f_{C_{mB}}(C_{mB}, m_i, \alpha_j)$, которые после расчета соответствующих вероятностей позволят найти $f_{C_{mB}}(C_{mB})$.

Учитывая большое число параметров модели и неточность задания функций распределения вероятностей их значений, можно ожидать, что одинаковые пределы изменения железистости (при одинаковой доверительной вероятности) будут получены при разных комбинациях переменных. Оценка эквивалентных решений, в равной мере удовлетворяющих соответствующим эмпирическим данным, может представлять самостоятельный интерес. Существенным ресурсом ограничения области эквивалентных решений служат данные об эволюции базальтов, комплементарных гипербазитам.

Эмпирические данные

Чтобы проверить, как следствия модели соответствуют геологической реальности, все исходные данные по химизму гипербазитов (около 3500 анализов) были разделены на три возрастные группы: докембрийскую, палеозойскую и мезо-кайнозойскую (имеющийся материал пока что не позволял с достаточной уверенностью судить о различиях архейских и протерозойских, а также мезозойских и кайнозойских образований).

Эмпирические распределения суммарного железа, железистости и глинозема в дунитах, гарцбургитах, серпентинитах и пироксенитах трех выделенных возрастных групп (рис. 49) показывают, что эволюционная тенденция выражена достаточно отчетливо. В более молодых породах наблюдаются в целом пониженные значения всех названных петрохимических параметров при несомненном увеличении их дисперсии. Аналогичный эволюционный тренд фиксируется и при анализе других, более редких, разновидностей гипербазитов: лерцолитов и верлитов. Итак, эмпирический материал не противоречит следствиям рассматриваемой модели. С учетом эволюции средних значений петрохимических параметров и эволюции соответствующих дисперсий можно утверждать, что наблюдается общая тенденция изменения состава гипербазитов вне зависимости от локальных условий их формирования. На фоне этой тенденции просматривается региональная специализация пород, а именно, зависимость их состава от геологической предыстории регионов. Иначе говоря, в составе гипербазитов находит отражение общепланетарная эволюция мантийного субстрата и региональные различия в степени его дифференцированности.

Соотношение вкладов этих влияний в изменчивость химизма гипербазитов не оставалось постоянным на протяжении геологической истории Земли. Линзы и прослои гипербазитов среди базальтоидов зеленокаменных поясов докембрийских щитов неизменно отличаются повышенной железистостью и глиноземистостью, что свидетельствует о слабой в целом дифференцирован-

ности подкорового субстрата. Формирование палеозойских зон субдукции сопровождалось, по выражению В. Е. Хаина, «тектоническим каннибализмом», т. е. частичной переработкой более древних структур. В соответствии с этим во всех учтенных каледонских складчатых системах (и в Аппалачах, и на востоке Австралии, равно как на Урале, в Казахстане и Алтае-Саянской складчатой области) гипербазиты отличаются устойчиво низкой железистостью (9—10%) и невысоким содержанием глинозема (1—2%). Это означает в целом значительно большую степень дифференциации (истощения) вещества верхней мантии. Аналогичная картина наблюдается и в остаточных унаследованных варисских структурах.

Принципиально иная ситуация сложилась в мезозойское время с его термическим максимумом. Значительная часть зон субдукции развивалась, перерабатывая варисские складчатые сооружения. Это в полной мере относится к Кордильерам Северной Америки и ко всем структурам в пределах пояса Тетиса. Всем им отвечают гипербазиты с экстремально низкой железистостью (7—8%). Однако наряду с этим в регионах, тяготеющих к западному побережью Тихого океана, происходила субдукция океанической литосферы. В этих регионах железистость гипербазитов нередко варьирует в широких пределах — от 8 до 16%. Примером могут служить гипербазитовые пояса Сихотэ-Алиня, изученные С. С. Зиминим [34], и Японских островов, исследованные Х. Онуки, Д. Судзуки, К. Тазаки и другими геологами.

Таким образом, эволюция состава гипербазитов определяется не только их абсолютным возрастом, выступающим в качестве меры глобального истощения верхней мантии, но и длительностью и характером геологической предыстории конкретного региона, т. е. истощением мантии в региональном масштабе. Интересный анализ региональных влияний можно найти в работах С. С. Зимина [34 и др.], установившего связь состава гипербазитов с разнообразными индикаторами «зрелости» регионов. В частности, С. С. Зимин выявил зависимость химизма гипербазитов от длительности предшествовавшего базальтоидного вулканизма и от количества сопутствующих кислых дериватов.

Разнообразие, с которым проявляются эволюционные изменения состава мантийных продуктов, заставляет при выявлении генеральной тенденции опираться на максимально возможно широкую эмпирическую базу. Менее представительные выборки петрохимического материала могут приводить к выявлению некоторых частных тенденций. Так, В. В. Велинский и Г. В. Пинус [12], проводившие сравнение химического состава разновозрастных гипербазитов, учитывали лишь данные о палеозойских и мезозойских образованиях на территории СССР. На основании 91 химического анализа пород эти авторы пришли к выводу, что общая эволюция гипербазитов заключается в увеличении их железистости. Общегеологические соображения и более представительный материал указывают на преобладание противоположной тенденции.

ВЛИЯНИЕ ГЛУБИННЫХ УСЛОВИЙ

Изучение соотношений между составом гипербазитов и геофизическими характеристиками коры и мантии средствами корреляционного анализа не увенчалось выявлением сильных связей между ними. Не очень тесными оказались также

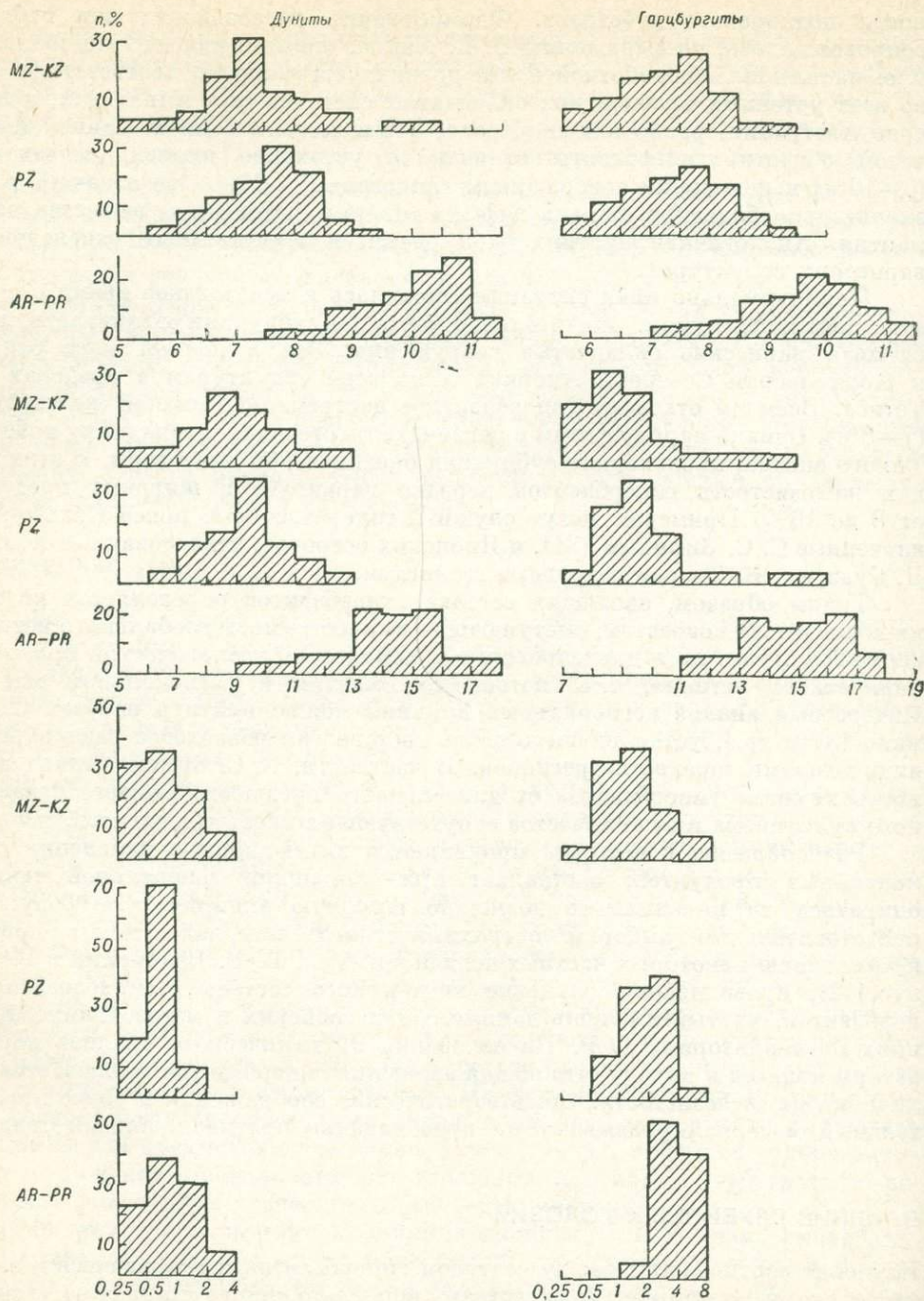
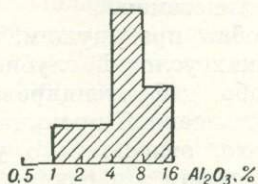
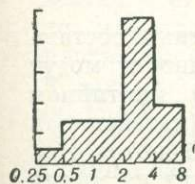
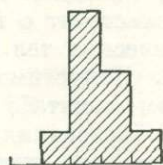
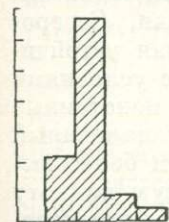
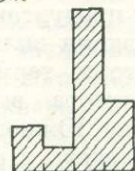
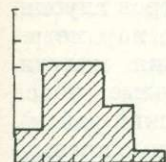
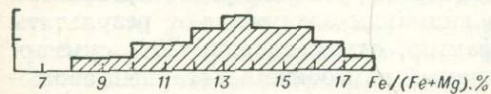
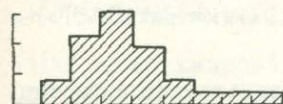
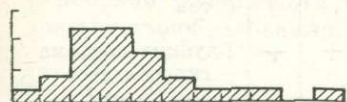
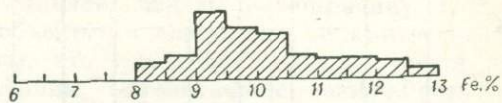
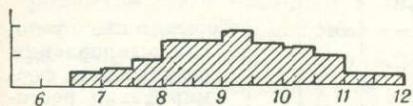
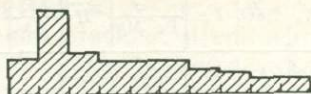
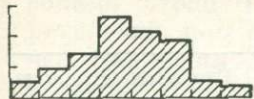
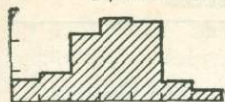


Рис. 49. Распределение железа, железистости и глинозема в разновозрастных

Серпентиниты

Пироксениты



гипербазитах.

Результаты факторного анализа характеристик гипербазитовых комплексов

Фактор	Вес, %	Возраст t	Петрохимические характеристики серпентинитов					Геофизические характеристики глубин					Интерпретация	
			$\overline{\text{SiO}_2}$	Al_2O_3	CaO	Fe	$\frac{\text{Fe}}{\text{Fe}+\text{Mg}}$	H	$\frac{\Delta H}{\Delta x}$	v_M	G	Z_{st}		q
F_1	30	++		+	+	+	++	++						Глобальный эволюционный тренд
F_2	14			-		-	-	+		++	--	++		Термические условия выплавления базальтов и формирования реститов
F_3	10		--	+	+	+		+	++			+	+	Глубина подъема гипербазитов

Примечание. Знаки «+» и «-» соответствуют факторным нагрузкам a , у которых $0,3 \leq |a| < 0,6$; знаки «++» и «--» — $|a| > 0,6$.

связи между химизмом гипербазитов и вмещающих их базальтоидов эвгеосинклинального типа. Общие парные коэффициенты корреляции редко превышали 0,2—0,3 по модулю. Несколько большего внимания заслуживают результаты факторного анализа (табл. 45). Первый фактор, охватывающий 30% суммарной дисперсии системы, отражает уже знакомый нам общепланетарный эволюционный тренд состава мантийных продуктов и физических параметров глубин. Второй фактор с высокими нагрузками включает петрохимические параметры серпентинитов, а также индикаторы термического разуплотнения мантии. Положительными значениями фактора выделяются гипербазитовые пояса Алтае-Саянской области, Казахстана, Южного Урала (Тогузак-Аятский район), Гиндукуша, Тянь-Шаня, Малого Кавказа, т. е. регионы, расположенные преимущественно в центральном секторе Тетиса и палео-Тетиса. Отрицательными значениями фиксируется почти вся тихоокеанская окраина Азии, Северо-Западная Европа, Гренландия, Западная Австралия. Региональная устойчивость значений фактора свидетельствует о том, что он не связан с условиями становления отдельных магматических тел и поясов, а отражает монотонные изменения глубинных условий. Допустимо предположить, что повышенный разогрев мантии в региональном масштабе обеспечивает в среднем более высокое положение фронта магмообразования и вместе с тем большую полноту плавления мантийного субстрата; это приводит к формированию реститов, обедненных железом и глиноземом.

Третий фактор, подобно предыдущим, сочетает характеристики состава серпентинитов и физических условий глубин. Первые в совокупности могут свидетельствовать о слабо дифференцированном (неистощенном) мантийном субстрате, вторые — о повышенной проницаемости земной коры (интенсивная деформация границы Мохо, относительно увеличенный тепловой поток при разогреве на глубине). В целом эти группы характеристик наводят на мысль об особо благоприятных условиях подъема к дневной поверхности относительно

глубинных масс реститов. Высокими положительными значениями третьего фактора выделяются гипербазиты Динарид, Султануиздага, Тянь-Шаня, Швейцарских Альп, Украинского щита, Белуджистана (бассейн р. Зоб); высокими отрицательными — гипербазиты Малого Хингана, Камчатки (о. Карагинский, п-ов Озерный), Северной Швеции, Шетландских островов, Аппалачей. Как видим, третий фактор объединяет регионы весьма разобщенные в пространственно-временных координатах, с неодинаковой историей геологического развития. Это обстоятельство заставляет искать первопричину наблюдаемых особенностей рассматриваемых объектов в специфике динамического режима их формирования. Не исключено, что решающее значение имели различия в интенсивности процесса субдукции, определявшие возможность доставки к дневной поверхности материала с разных глубин вертикально расслоенной зоны магмообразования.

НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ И ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Изучение химизма гипербазитов имеет важное значение для совместной интерпретации сейсмических (сейсмологических) и гравитационных данных. Как известно, именно эти данные являются основными при изучении глубинного строения регионов, причем сейсмическая информация о положении границы и скорости распространения волн используется в качестве «опоры» для интерпретации аномалий гравитационного поля. При совместном анализе возникает вопрос о соотношении между изменениями скорости v продольных волн в среде и ее плотностью ρ . Исследование зависимости $v = f(\rho)$ привлекало внимание многих специалистов [39, 109, 172 и др.]. Измерения в лабораторных условиях [409], проведенные на группе минералов, включающей α -кварц, микроклин, олигоклаз, турмалин, топаз, форстерит, шпинель, стишовит (средняя атомная масса $\bar{m} \approx 20$), установили практически линейную зависимость скорости v от плотности ρ при $2,5 \leq \rho \leq 4,5$ г/см³, так что $dv/d\rho = 3,80 \div 3,85$ (км/с) : (г/см³). При постоянстве \bar{m} используется закон Ф. Берча

$$v = 1,42\rho^{3/2}; \quad dv/d\rho = 2,13\rho^{1/2}.$$

Предположение о постоянстве массы \bar{m} — одно из исходных ограничений, которое принимается для оценки вариаций ρ по вариациям v . Обычно оно не проверяется, так как это потребовало бы привлечения принципиально новых данных (в сравнении с теми, которыми обычно располагают геофизики). В определенной степени указанное предположение обоснованно, о чем можно судить по результатам сопоставления измеренных значений v с оценками средней плотности слоев земной коры, вычисленной по гравитационным аномалиям и данным ГСЗ о положении глубинных границ. Соотношение вычисленных значений ρ с измеренными скоростями v такое же, как в лабораторных экспериментах [39]. Важно отметить, однако, что материалы относятся к регионам с одинаковым или близким возрастом складчатости.

Средняя атомная масса ультраосновных пород — продуктов мантийных магм — существенно зависит от содержания в них железа и магния. Поэтому большие колебания $Fe/(Fe + Mg)$ оказывают влияние на связь v и ρ . Весьма

интересные результаты опубликовал Д. Чанг [130] по характеристике связи v и ρ при разных пропорциях форстерита (Fo) и фаялита (Fa) в оливинах.

Fo, %	Fa, %	ρ , г/см ³	v , км/с	Пористость, %
100	—	3,16	8,46	1,6
90	10	3,27	8,22	1,9
80	20	3,36	8,02	2,2
50	50	3,71	7,45	1,8
—	100	4,29	6,50	2,4

Как видно, закономерное изменение в оливинах пропорции между фаялитом и форстеритом, что эквивалентно изменению железистости $Fe/(Fe + Mg)$, приводит к уменьшению v и увеличению ρ . Аналогичные результаты получены и другими исследователями.

Таким образом, при значительном изменении минералогического состава пород, но сохранении средней атомной массы, имеем $dv/d\rho \approx 3,6 \div 3,85 > 0$; при увеличении \bar{m} вследствие того, что в одной и той же минеральной группе компоненты твердого раствора замещают друг друга, имеем $dv/d\rho < 0$. В общем случае повышению v может отвечать и увеличение и уменьшение ρ . Наличие двойственной связи между v и ρ резко осложняет проблему совместной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных и ставит под сомнение те расчеты и построения, которые выполнены в предположении $dv/d\rho = \text{const}$. Одновременно становятся понятными причины значительных расхождений расчетных и наблюдаемых аномалий силы тяжести (до 100—200 мгал). Весьма характерны в этом отношении Украинский кристаллический щит и Воронежский массив, где погружение границы Мохо достигает 50—55 км без формирования соответствующих отрицательных аномалий Буге. Именно эти области развития докембрия в сравнении с однотипными или близкими по строению регионами отличаются повышенной железистостью дифференциатов мантийных магм. Имеются и другие примеры сложного соотношения v и ρ . Так, в пределах палеозойской эвгеосинклинальной зоны Урала граничная скорость продольных волн на поверхности Мохо не превышает 8,0 км/с, тогда как в миогеосинклинальной зоне скорость v_M существенно выше — до 8,4 км/с [70], причем это изменение нет оснований связывать с большим различием современного глубинного термического режима.

Для выражения связи v и ρ в общем случае необходимо учесть изменение $\Delta \bar{m}$. Схема поведения v и ρ (рис. 50) включает в качестве предельных варианты $\bar{m} = \text{const}$ (изменение минералогического состава при постоянстве средней атомной массы) и $M = \text{const}$ (изменение атомной массы при условии, что минеральные замещения реализуются в пределах одной группы минералов — по примеру форстерит \rightarrow фаялит в оливинах).

Введем обозначения: $\Delta \rho^*$, Δv^* — приращения соответственно плотности и скорости волн, связанных с изменением $\Delta \bar{m}$ атомной массы ($\Delta \bar{m} = \bar{m}_2 - \bar{m}_1$); $(d\rho/dm)^*$ и $(dv/dm)^*$ — аналогичные по смыслу производные. Из схемы на рис. 50 следует, что

$$v_2 = v_1 + (dv/d\rho)_{\bar{m}=\text{const}} (\rho_2 - \rho_1) + \Delta v^* - (dv/d\rho)_{\bar{m}=\text{const}} \Delta \rho^* = \\ = v_1 + (dv/d\rho)_{\bar{m}=\text{const}} [(\rho_2 - \rho_1) - (d\rho/dm)^* (\bar{m}_2 - \bar{m}_1)] + (dv/dm)^* (\bar{m}_2 - \bar{m}_1). \quad (36)$$

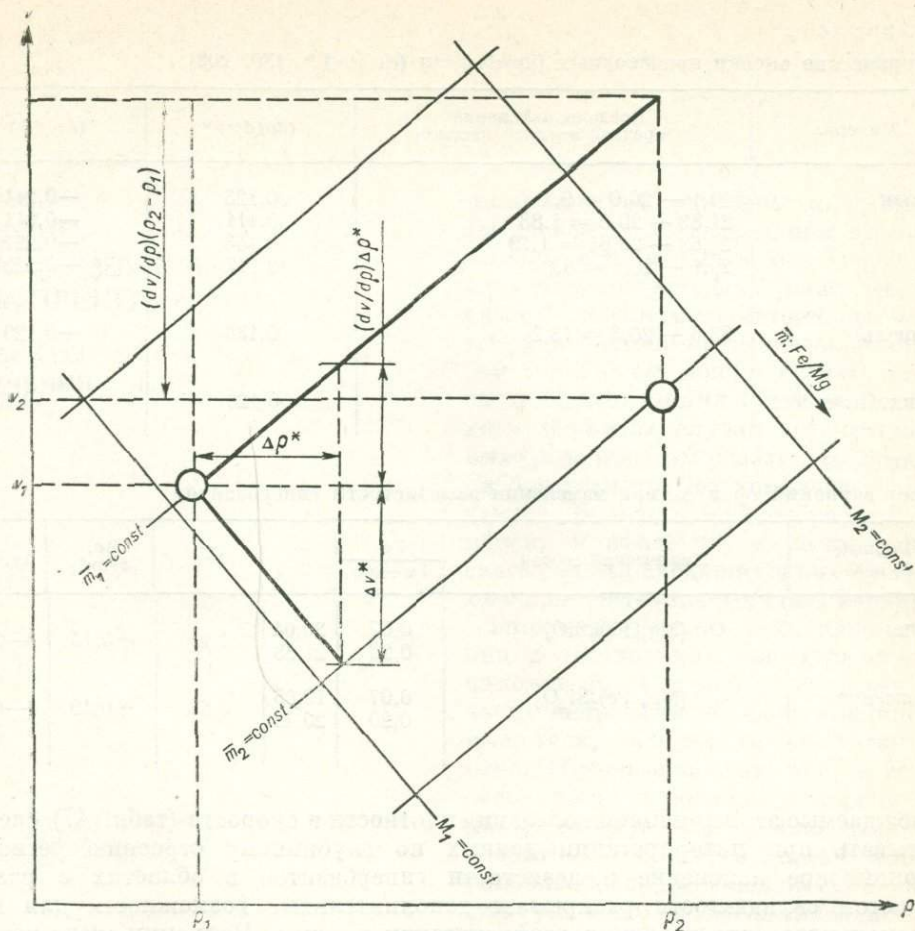


Рис. 50. Соотношение между плотностью среды и скоростью распространения продольных волн при изменении минералогического состава и средней атомной массы пород.

Аналогично

$$\rho_2 = \rho_1 + (d\rho/dv)_{m=\text{const}} [(v_2 - v_1) - (dv/dm)^* (\bar{m}_2 - \bar{m}_1)] + (d\rho/dm)^* (\bar{m}_2 - \bar{m}_1). \quad (37)$$

С учетом экспериментальных данных (табл. 46) получаем приближенные равенства

$$v_2 = v_1 + 3,6 (\rho_2 - \rho_1) - 0,644 (\bar{m}_2 - \bar{m}_1); \quad (38)$$

$$\rho_2 = \rho_1 + 0,278 (v_2 - v_1) + 0,179 (\bar{m}_2 - \bar{m}_1). \quad (39)$$

Изучение состава разновозрастных гипербазитов показывает, что отношение $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ в однотипных породах может изменяться в 1,5—3 раза.

ТАБЛИЦА 46

Эмпирические оценки производных $(d\rho/dm)$ * и (dv/dm) * [130, 202]

Минерал	Пределы изменения средней атомной массы	$(d\rho/dm)$ *	(dv/dm) *
Оливин	29,1 — 20,0 = 9,1	0,123	—0,214
	21,83 — 20,0 = 1,83	0,111	—0,244
	21,83 — 20,64 = 1,19	0,143	—0,227
	29,1 — 20,1 = 9,0	0,117	—0,122
Шпинель	33,5 — 20,3 = 13,2	0,136	—0,129
Принятая оценка		0,126	—0,19

ТАБЛИЦА 47

Расчет вариаций $\Delta\rho$ и Δv при изменении железистости гипербазитов

Горная порода	Химический состав	Fe	\bar{m}	$\Delta\bar{m}$	$\Delta\rho$, г/см ³	Δv , км/с
		Fe + Mg				
Дунит	$(Mg, Fe)_2SiO_4$	0,07	20,64	1,19	+0,15	—0,23
		0,20	21,83			
Пироксенит	$(Mg, Fe)_2Si_2O_6$	0,07	19,65	0,83	+0,10	—0,16
		0,20	20,48			

Порождаемые этой причиной колебания плотности и скорости (табл. 47) следует учитывать при интерпретации данных по глубинному строению регионов. Закономерное изменение железистости гипербазитов в областях с разным возрастом складчатости раскрывает дополнительные возможности для межрегионального сопоставления геофизических данных. Вариации железистости мантийных масс все более привлекают внимание специалистов; на важность этого вопроса, в частности, указывает Мао Най-шань.

* * *

Резюмируя изложенное в этой главе, отметим следующее.

1. Сравнительный анализ состава главных петрографических разновидностей альпинотипных гипербазитов свидетельствует в пользу представлений об аллохимичности процесса серпентинизации пород. Ведущей тенденцией этого процесса является ликвидация контраста в содержании литофильных компонентов в «ксенолитах» мантии и вмещающих породах земной коры.

2. Прогрессивное истощение мантии легкоплавкими компонентами определяет тенденцию снижения железистости более молодых гипербазитов. Это обстоятельство необходимо учитывать при совместной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных.

ГЛАВА VIII ГАББРО- ГРАНИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

ОБЪЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ

Исследованием охвачены интрузивные комплексы, т. е. ассоциации пространственно сопряженных разновозрастных плутонов, отвечающих наиболее ранним проявлениям гранитоидного магматизма в тектоно-магматическом цикле. Эти комплексы можно считать типичными образованиями эвгеосинклиналей, хотя известны случаи их частичного выхода за пределы указанных структур. Габбро-гранитовые комплексы отличаются большим разнообразием размеров, морфологии и петрографического состава входящих в них массивов. Размеры интрузивных тел варьируют в широких пределах — от первых единиц до нескольких тысяч квадратных километров. Иногда это линзы и дайки, часто неправильной формы клиновидные тела, обычны также гигантские пластообразные залежи. В составе массивов резко преобладают породы нормального ряда — от габбро до плагιοгранитов и гранитов, среди которых наиболее распространены оказываются умеренно кислые разновидности — кварцевые диориты и тоналиты, реже встречаются тела, где доминируют граниты и гранодиориты.

По совокупности геолого-петрологических наблюдений можно полагать, что большинство плутонов относится к гиабиссальной фации; несколько реже встречаются (и соответственно представлены меньшим числом объектов в нашей выборке) субвулканические образования. Для подавляющего большинства тел, имеющих сравнительно небольшие размеры, устанавливаются активные контакты с вмещающими породами, что не оставляет сомнений в их интрузивном происхождении. Детальное

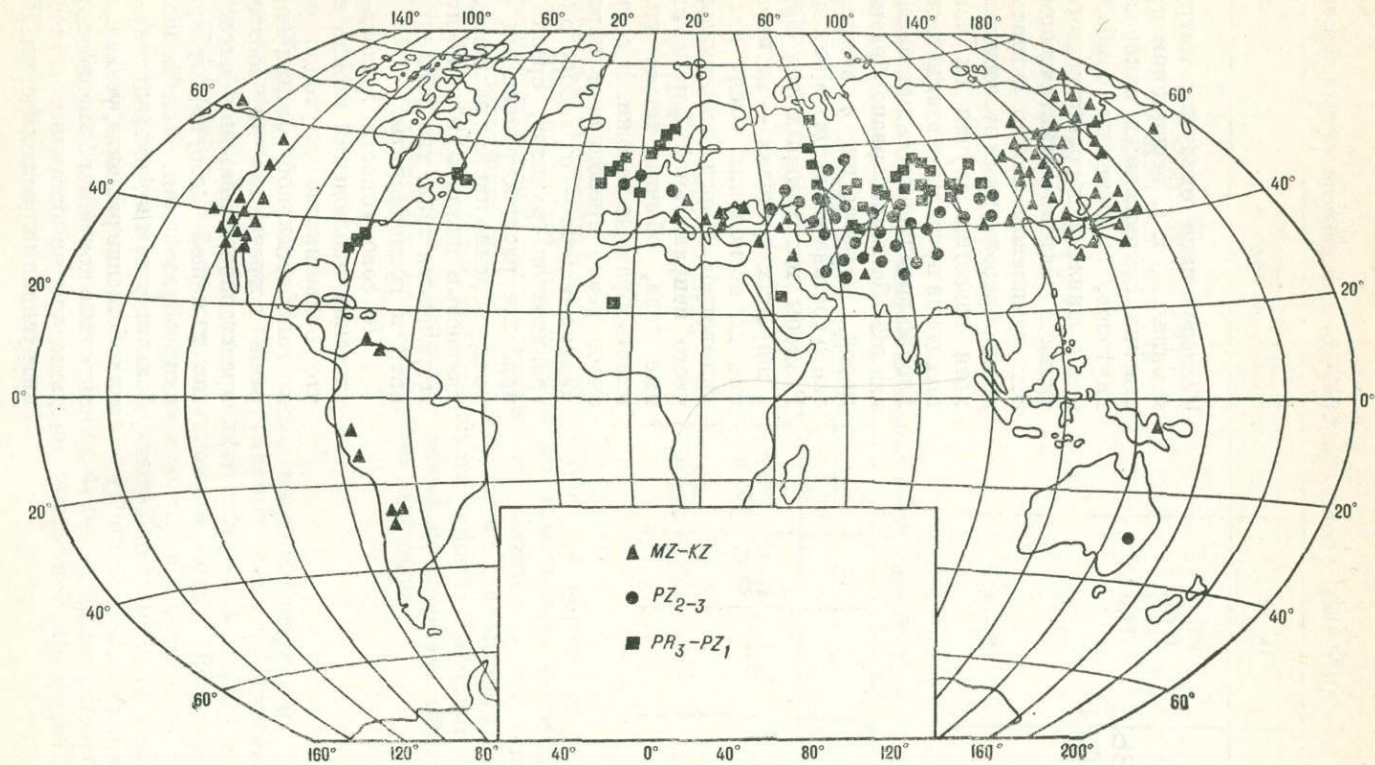


Рис. 51. Схема размещения габбро-гранитовых комплексов.

Петрохимическая изученность габбро-гранитовых комплексов

Регионы (интрузивные комплексы, массивы)	Возраст	Количество анализов
Австралия		
Иевэл	PZ ₂	16
Новая Гвинея, Папуа	P	18
Азия		
Алтай-Саянская складчатая область (бекикульский, лавреновский, лебедской, майнский, ольховский, самсунурский, саракштинский, танну-ольский, тараскырский и др.)	Є	1236
Западное Забайкалье (пингодинский и др.)	Є	735
Монголия		
Тохтогеншилский, тэлминский и др.	Є	34
Тарбагатайский, дарханский, хангайский, гобитяньшаньский, дзурунтайский, энгидабинский и др.	C	123
Баянобинский	T—J	14
Казахстан		
Қрыққудукский, степнякский и др.	Є—O	447
Балхашский, карабулакский, кальденский, центрально-дзунгарский и др.	C	561
Синайский полуостров	PZ ₁ ?	28
Тянь-Шань		
Мингтурский и др.	PR ₃ —PZ ₁	26
Ханакинский, северо-варзобский, бокалинский и др.	C	262
Обь-Зайсанская складчатая система и западная часть Горного Алтая (змеиногорский, саурский, кунушский, кольванский, яломанский и др.)	C	997
Афганский Бадахшан		
Обихумбоуский	C	6
Ходжанский	K	5
Большой Кавказ		
Уруштенский и др.	D—C	155
Кардывачский и др.	J	32
Малый Кавказ, Сомхето-Карабахская зона	J	94
Охотско-Чукотский пояс (тайгоносский, Кони, дуганджинский, ишский, мургальский и др.)	K	379
Сихотэ-Алинь (нижнеамурский и др.)	K	73
Камчатка (озерновский, олоторский и др.)	K—N	70
Японские острова (Орикабе, Табашине, Хитокабе, Камихара, Кинкасан и др.)	K—P	84
Курилы, о. Кунашир	P	18
Африка		
Тимеселарзин	PR ₃ —PZ ₁	9
Европа		
Британские острова		
Ардара, Лесестер, Байн-Хилл	Є—O	54
Глен-Тилт, Гарабал-Хилл и др.	D	38
Норвежские каледониды (Гронхейм, Феррен, Хёт-Ийа, Кеупангер)	Є	31

Регионы (интрузивные комплексы, массивы)	Возраст	Количество анализов
Армориканский и Арденский массивы (Дуарнене, Хелле-Ламмерсдорф и др.)	O	22
Чешский массив, Побезовицы	PZ ₁	41
Урал		
Собский	Є—O	85
Гороблагодатский	O	319
Салдинский, пластовский, буруктальский, рассыпнянский и др.	PZ ₂	74
Мугоджары (джанганинский)	D	37
Альпы, Верхняя Савойя (Гетс)	J—K	15
Балканы (Средна-Гора, Златишко и др.)	K	33
Калабрия (Монте-Поро)	K	11
Крым (кастельский)	J—K	20
Северная Америка		
Аппалачи (Солсберри, Фаррингтон и др.)	Є	64
Ньюфаундленд (Бей-Айлендс, Твиллингейт и др.)	Є	126
Кордильеры		
Бралорн	J	8
Береговой хр., Трансверс-Рейндж	J—K	61
Южно-Калифорнийский батолит, Айдахо, Сьерра-Невада, Болд-Рокк и др.	K	118
Аляска, Алеутский хребет	K—P	59
Алеуты, острова Кагаляска, Адак и др.	P	17
Южная Америка		
Перуанские Анды (Береговой батолит, Акари)	K—P	29
Чилийские Анды	K—P	16
Карибские горы и острова Карибского моря (Маргарита, Аруба и др.)	K—P	17

картирование многих крупных плутонов, напротив, убеждает в том, что их становление не сопровождалось значительными перемещениями расплава и протекало по схеме магматического замещения *in situ*. Формирование интрузивных комплексов, как правило, не являлось одноактным процессом: обычно удается установить две, три и более фаз внедрения.

Рассматриваемые комплексы характеризуются отчетливыми следами широко проявленных процессов гибридности и ассимиляции вмещающих пород. Как свидетельствуют результаты детальных петрологических исследований, выполненных в последние годы, значительная часть габбро и диоритов, обычно включаемых в состав комплексов, представляют собой не продукты ранних фаз внедрения, а в той или иной мере перекристаллизованные вмещающие эффузивы основного состава. С учетом этого габброиды могут рассматриваться как образования, вещество которых имеет преимущественно мантийное происхождение, а гранитоиды — как продукты типичных коровых магм. Гетерогенность комплексов, как будет показано в дальнейшем, хорошо объясняет некоторую автономию вариаций состава габбро и гранитов, хотя признаки петрохимической общности этих пород проявлены отчетливо [8, 76].

Возрастной интервал изучаемых комплексов — поздний протерозой — неоген, что соответствует эпохам каледонской, варисской и киммерийской (альпийской) тектоно-магматической активности. С наибольшей полнотой в изучаемой выборке представлены интрузивные комплексы материков Северного полушария. Для Африки и Австралии удалось найти лишь единичных представителей данного класса объектов, химический состав которых известен достаточно точно. Систематизация геологического, петрохимического и геофизического материала проводилась путем получения исходно осредненной характеристики главных разновидностей пород и комплексов в целом, реже отдельных крупных массивов. Таким путем выделено 143 ареала, общее количество использованных химических анализов составило около 6600 (рис. 51, табл. 48).

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Состав комплексов в целом

Относительная распространенность габбро, диоритов и гранитоидов в рассматриваемых комплексах варьирует в широких пределах. Об этом свидетельствуют и результаты картирования комплексов, и гистограммы встречаемости пород с разным содержанием кремнезема (рис. 52). Как видим, комплексы, в которых резко доминирует какой-либо один тип пород, крайне редки. Наблюдается зависимость общей кремнекислотности комплексов от их возраста (рис. 53). В каледонских образованиях габброиды распространены достаточно широко и занимают обычно около одной трети всей площади выходов пород комплекса. В более молодых структурах их роль несомненно скромнее. Для пород кислого состава тенденция противоположная. Особенно высокой кислот-

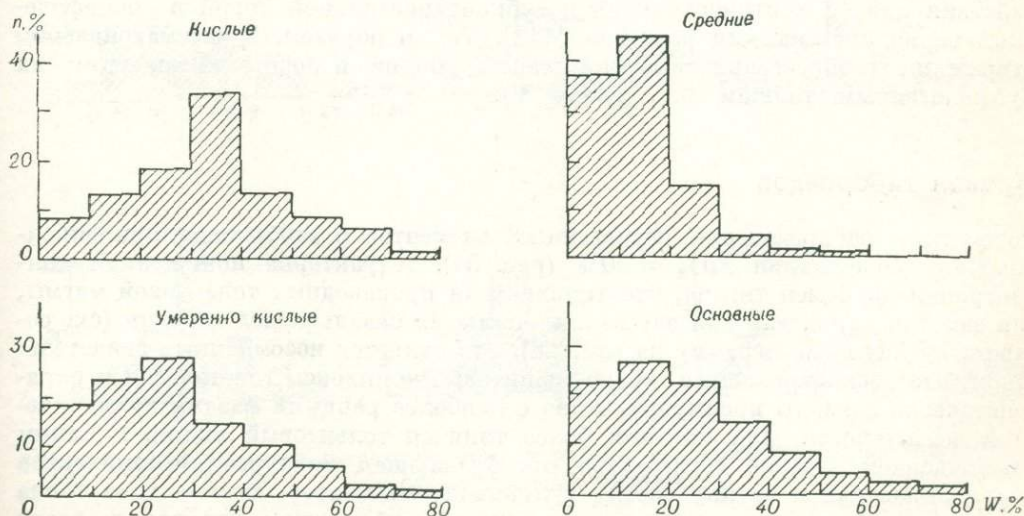


Рис. 52. Распространенность в габбро-гранитовых комплексах пород разного состава.

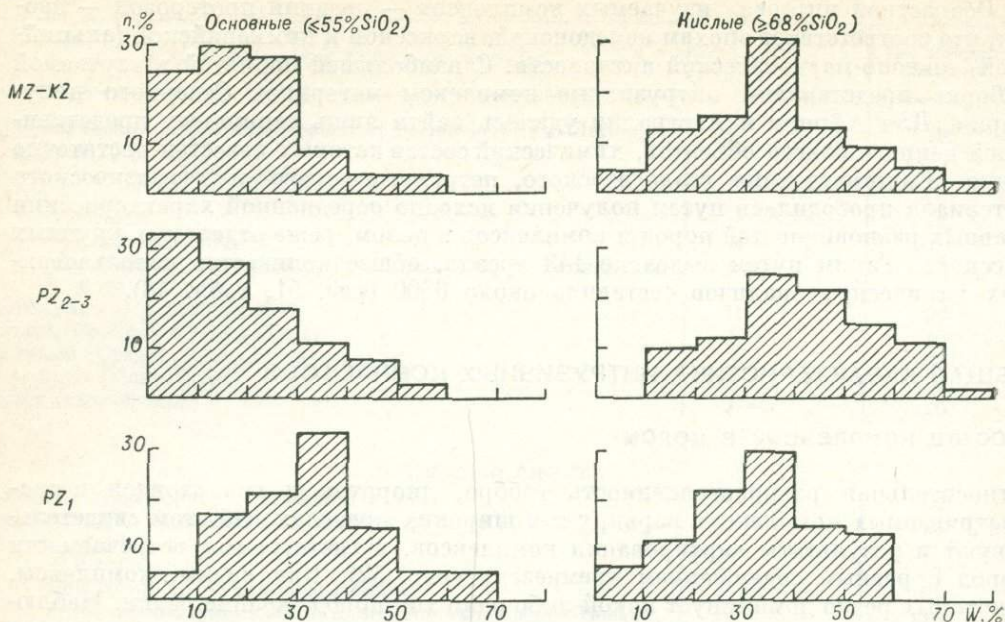


Рис. 53. Распространенность пород основного и кислого состава в габбро-гранитовых комплексах разного возраста.

ностью (и соответственно низкой базитовостью) выделяются варисские комплексы, что, вероятно, можно объяснить их формированием в зонах взаимодействия плит с континентальной и субконтинентальной корой и специфическим термодинамическим режимом [118]. Таким образом, в рассматриваемом отношении габбро-гранитовые комплексы вполне подобны вмещающим их вулканогенным толщам (см. главу V).

Химизм габброидов

Рассмотрим распределение петрогенных элементов в габброидах при фиксированном содержании $\text{SiO}_2 = 50\%$ (рис. 54). Характерна пониженная концентрация двуокиси титана, что типично для производных толеитовой магмы, она заметно ниже, чем для эвгеосинклинальных базальтоидов в целом (см. соответствующую гистограмму на рис. 28). Это является несомненным свидетельством, что рассматриваемые габбро-гранитовые комплексы генетически и парагенетически связаны преимущественно с наиболее ранними фазами вулканической деятельности, для которых более типичен толеитовый уклон. С таким утверждением хорошо согласуется преобладающая локализация комплексов в приближенных к океану частях вулканических поясов. Весьма характерна также в целом невысокая дисперсия содержаний титана; нет пород, резко обогащенных этим элементом, что столь типично для процессов внутрикамерной дифференциации базальтоидного расплава. Вместе с тем удается подметить

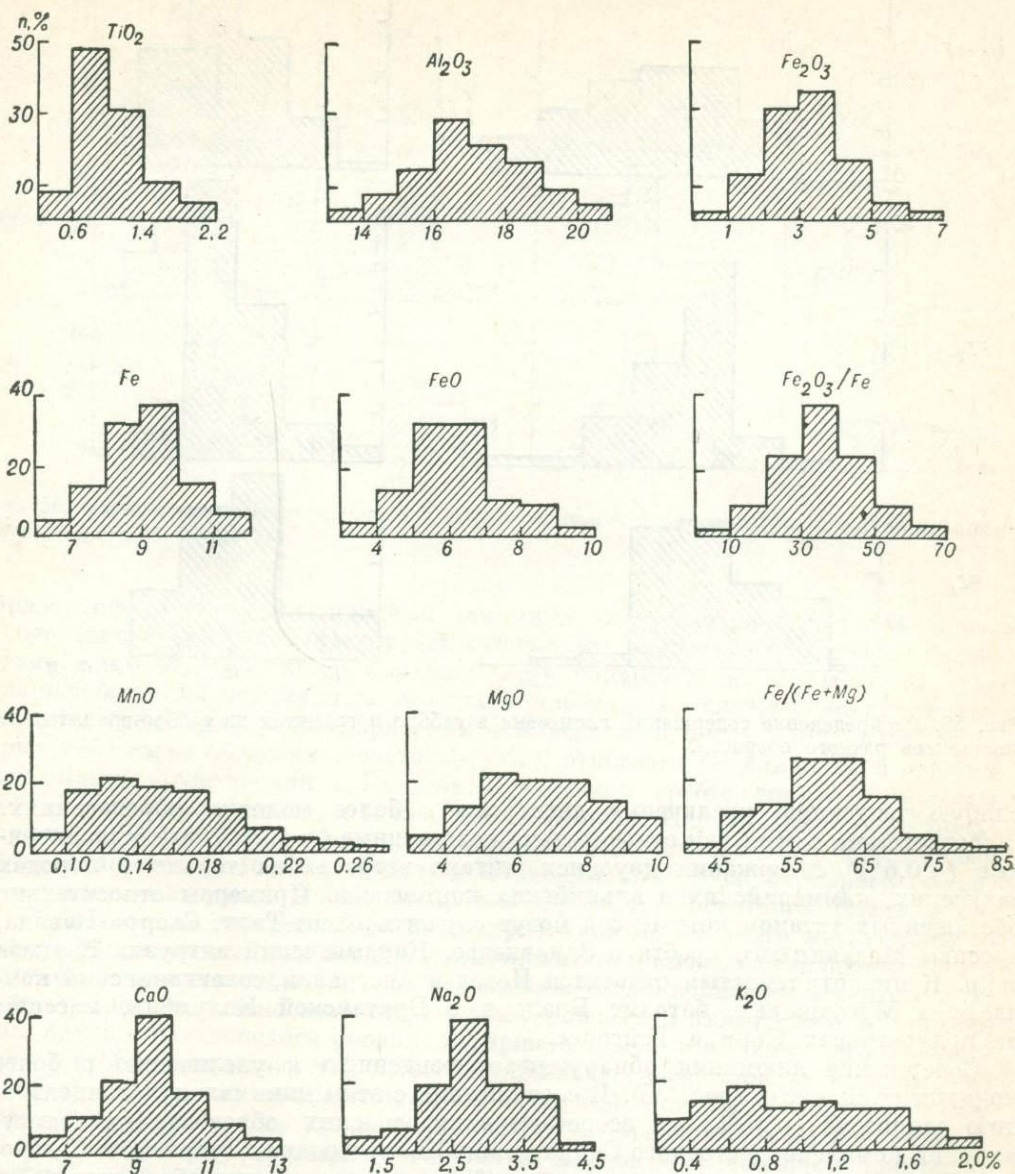


Рис. 54. Распределение петрохимических характеристик габброидов (при 50% SiO₂) из габбро-гранитовых комплексов.

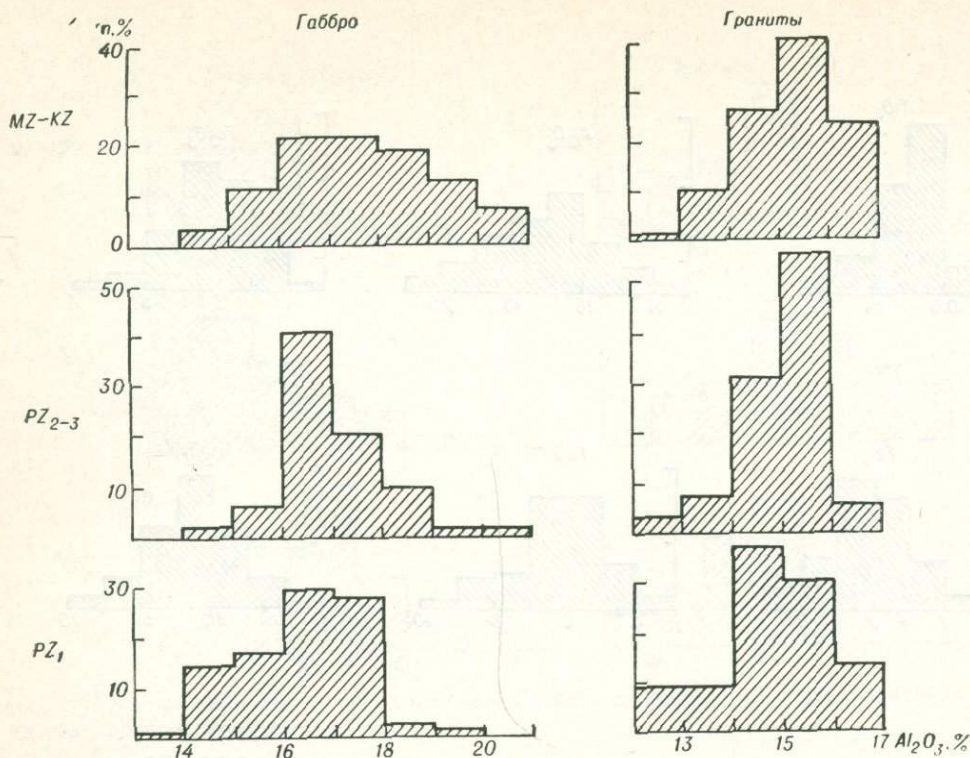


Рис. 55. Распределение содержаний глинозема в габбро и гранитах из габбро-гранитовых комплексов разного возраста.

слабую тенденцию увеличения дисперсии в более молодых образованиях. В соответствии с этим как относительно повышенные ($>1,4\%$), так и пониженные ($<0,6\%$) содержания двуокиси титана встречаются только в породах варисских, киммерийских и альпийских комплексов. Примером относительно обогащенных титаном комплексов могут служить Глент-Гилт, Сьерра-Невада, массивы Мисханского хребта в Закавказье, Кардывачский интрузив Кавказа и др. К низкотитанистым относятся Иевэл в Австралии, джанганинский комплекс в Мугоджарах, батолит Бралорн в Британской Колумбии, массивы на полуостровах Кюни и Тайгонос.

Содержание алюминия обнаруживает тенденцию к увеличению в более молодых комплексах (рис. 55). В соответствии с этим минимальную концентрацию глинозема ($<15\%$) мы встречаем в каледонских образованиях (самсунурский комплекс Восточного Саяна, Байн-Хилл, Ардара, Дуарнене в Северо-Западной Европе), максимальную ($>18\%$) — в мезозойском обрамлении Тихого океана (Южно-Калифорнийский батолит, Болд-Маунтин, комплексы Алеутского хребта и Охотско-Чукотского пояса).

Поведение железа в ходе эволюции (рис. 56) прямо противоположно тому, которое свойственно алюминию. Концентрация его падает в молодых

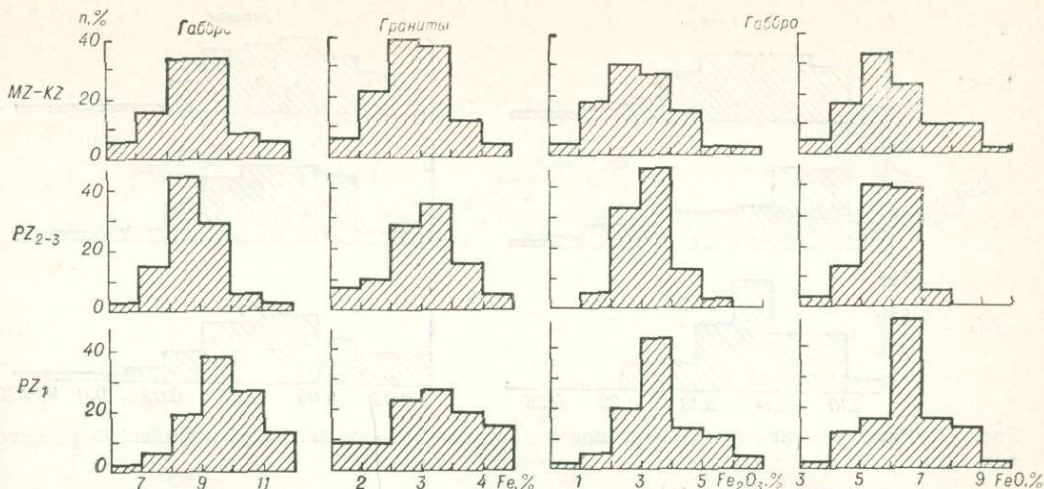


Рис. 56. Распределение железа, окиси и закиси железа в породах габбро-гранитовых комплексов разного возраста.

образованиях. Наиболее низкими средними содержаниями этого элемента в сочетании с невысокой дисперсией отличаются варисские комплексы. Существенно, что эту тенденцию в равной мере обнаруживает как окисная, так и закисная форма железа, т. е. его окисленность сохраняется приблизительно на одном уровне для разновозрастных комплексов. К числу комплексов, в которых габброиды обеднены железом ($< 8\%$), относятся бокалинский в отрогах Тянь-Шаня, уруштенский в Главном Кавказском хребте, многие комплексы Охотско-Чукотского пояса, а также плутон Акари в Перуанских Андах, Болд-Маунтин в Кордильерах Северной Америки и др. Относительно обогащенные железом породы ($> 10\%$) отмечены в майнском комплексе Западного Саяна, ингодинском Западного Забайкалья, самсунурском Восточного Саяна и др.

Железистость габброидов не имеет признаков монотонного эволюционного тренда. Это означает, что породы каледонских комплексов отличаются общей повышенной фемичностью, которая резко снижается в варисских образованиях, а затем вновь несколько возрастает в киммерийских и альпийских, не превосходя, однако, каледонского уровня. Содержание железа и степень его окисленности в габброидах ниже, чем в геосинклинальных базальтоидах в целом, что опять-таки указывает на толетовый характер той части базальтоидов, за счет которых, как отмечалось выше, формировались породы интрузивного облика.

Марганец — малый элемент семейства железа — в основном повторяет поведение доминирующего элемента (рис. 57). Обращает на себя внимание рост дисперсии марганца в более молодых образованиях.

Концентрации магния, кальция и щелочей в габброидах тесно коррелированы между собой: $r_{\text{MgO-Na}_2\text{O}} = -0,54$; $r_{\text{MgO-K}_2\text{O}} = -0,29$; $r_{\text{CaO-Na}_2\text{O}} = -0,62$; $r_{\text{CaO-K}_2\text{O}} = -0,42$ и т. д. Это позволяет выделить обобщенную тенденцию в петрохимической специализации пород. В тех комплексах и интрузивных массивах, где габброиды играют заметную роль, они обычно обогащены

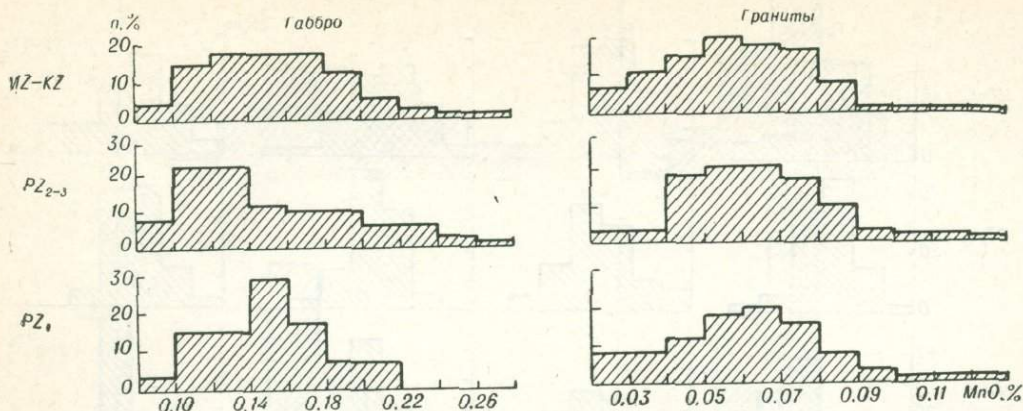


Рис. 57. Распределение окиси марганца в породах габбро-гранитовых комплексов разного возраста.

магнием и кальцием и обеднены натрием и калием. Наоборот, для ассоциаций, где доминируют гранитоиды, типичны прямо противоположные соотношения. Примерами комплексов с ярко выраженным известково-магниевым уклоном ($>8\% \text{MgO}$; $>11\% \text{CaO}$; $<2\% \text{Na}_2\text{O}$; $<0,5\% \text{K}_2\text{O}$) являются джанганский в Мугоджарах и самсунурский в Восточном Саяне. К этому же типу относятся неогеновые интрузивы пояса Папуа в Новой Гвинее, а также юрские и меловые хребтов Берегового и Трансверс-Рейндж, т. е. всего блока Салайна в Калифорнии. К образованиям, в которых отчетливо проявился противоположный уклон ($<5\% \text{MgO}$; $<8\% \text{CaO}$; $>3,5\% \text{Na}_2\text{O}$; $>1,5\% \text{K}_2\text{O}$), относятся Байн-Хилл в Шотландии, Модонкульский и другие подобные ему массивы Юго-Западного Забайкалья, рассыпнянский и пластовский комплексы Урала, многие меловые батолиты Чилийских и Перуанских Анд.

Отмеченная тенденция определяет сравнительно небольшую часть природной дисперсии рассматриваемых элементов. В особенности это касается калия. Известны регионы, в которых все или почти все типы пород разновозрастных магматических ассоциаций в той или иной мере обогащены калием. Классическим примером является Тянь-Шань, где, в частности, и интересующие нас габброиды бокалинского, ханакинского и северо-варзобского комплексов отличаются повышенным содержанием этого элемента.

Химизм гранитоидов

Как и следовало ожидать (с учетом общей согласованности вариаций состава разнотипных пород в пределах комплекса), в химизме гранитоидов (рис. 58) находит отражение большая часть тенденций, отмеченных ранее при анализе состава габброидов. Подобно габброидам (см. рис. 55—57), ассоциирующие с ними гранитоиды эволюционируют, обогащаясь глиноземом и калием с одновременным снижением в них концентрации железа и марганца. В равной мере на составе гранитоидов отражается соотношение масс кислых и основных

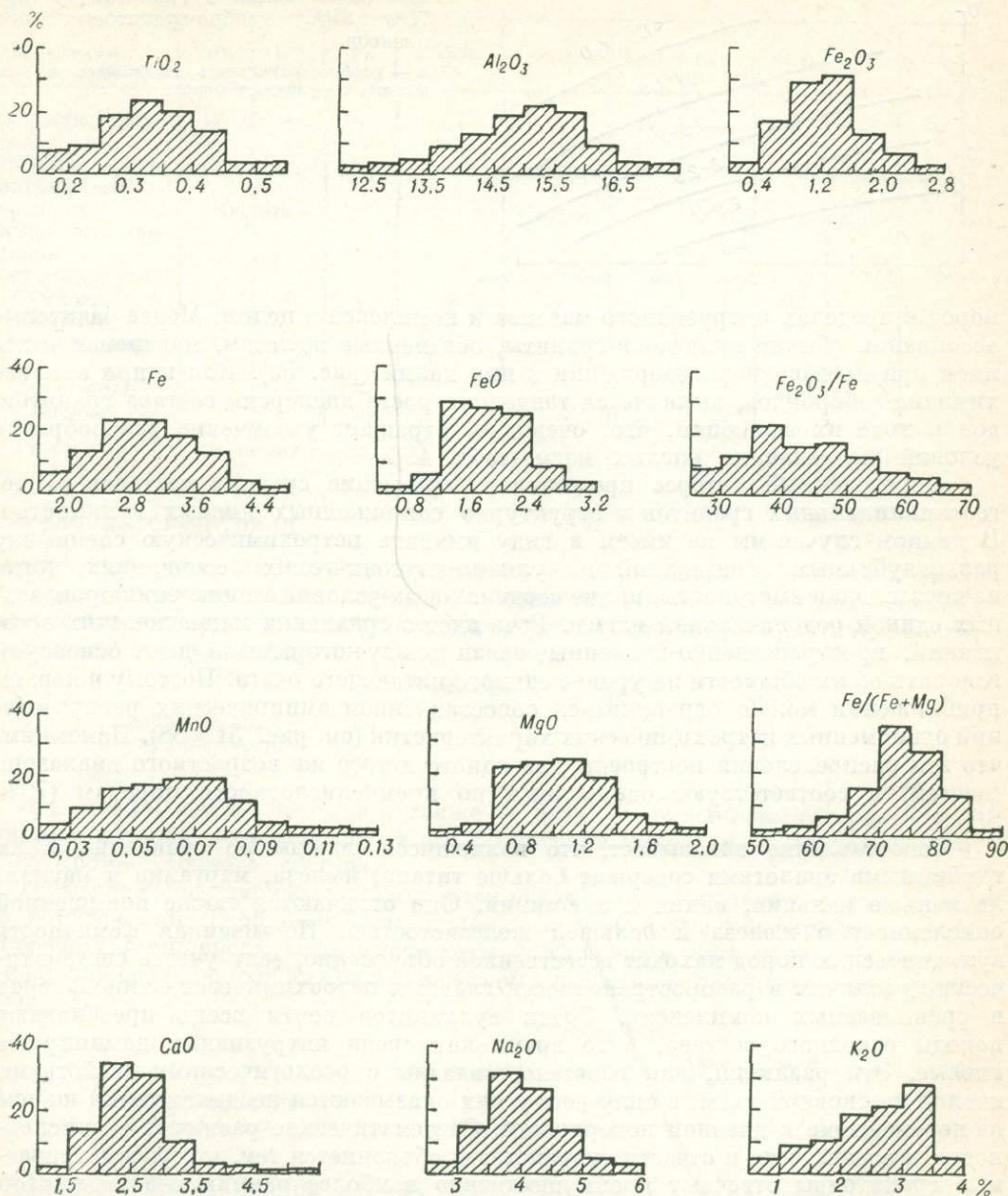


Рис. 58. Распределение петрохимических характеристик гранитоидов (при 70% SiO₂) из габбро-гранитовых комплексов.

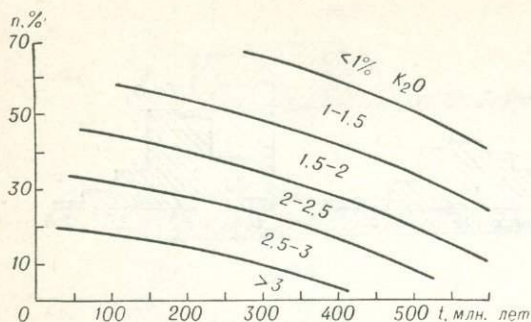


Рис. 59. Тренд-поверхность концентрации окиси калия в гранитоидах (при 70% SiO₂) габбро-гранитовых комплексов.

n — распространённость габброидов в комплексе; t — возраст пород.

пород в пределах интрузивного массива и комплекса в целом. Менее базитовые ассоциации обычно включают граниты, обедненные железом, магнием и кальцием при повышенном содержании в них калия (рис. 59). Как и при анализе химизма габброидов, выявляется тенденция роста дисперсии состава гранитоидов в ходе их эволюции, что, очевидно, отражает увеличение разнообразия условий выплавления кислых магм (табл. 49).

Определенный интерес представляет сравнение средних составов ранне-геосинклинальных гранитов и структурно сопряженных кислых вулканитов. В данном случае мы не имеем в виду выявить петрохимическую специфику разноглубинных образований в вулcano-плутонических ассоциациях, когда на первый план выступает влияние неодинаковых условий становления производных единой родоначальной магмы. Речь идет о сравнении магматических ассоциаций, пространственно-временные связи между которыми не дают оснований говорить об их общности на уровне единого питающего очага. Поэтому в первом приближении можно ограничиться сопоставлением эмпирических распределений одноименных петрохимических характеристик (см. рис. 31 и 58). Напомним, что эти распределения построены для одного и того же возрастного диапазона (неогей) и соответствуют одинаковым по кремнекислотности породам (70% SiO₂).

Сопоставление показывает, что излившиеся породы по сравнению с их глубинными аналогами содержат больше титана, железа, марганца и магния, но меньше кальция, калия и алюминия. Они отличаются также повышенной окисленностью железа и большей железистостью. Повышенная фемичность вулканических пород находит естественное объяснение, если учесть систематические различия в распространённости главных петрохимических типов пород в сравниваемых комплексах. Среди вулканитов почти всегда преобладают породы основного состава, в то время как среди интрузивных доминируют кислые. Эти различия, как известно, связаны с реологическими свойствами кислой и основной магм, в силу чего у них оказываются неодинаковыми шансы на перемещение к дневной поверхности. Систематические различия в окисленности, железистости и отчасти титанистости объясняется тем, что рассматриваемые гранитоиды отвечают преимущественно наиболее ранним очагам кислой магмы, в то время как в выборке кислых вулканитов представлен весь спектр эвгеосинклинального магмообразования. Дополнительные детали сходства и различия эффузивных и интрузивных комплексов можно увидеть, сопоставив данные табл. 33 и 49.

ТАБЛИЦА 49

Сравнительный анализ изменчивости химизма основных и кислых пород габбро-гранитовых комплексов

Параметры	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe	$\frac{Fe_2O_3}{Fe}$	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$
Серийная общность	-	+	+	++	+	-	+	+	+	+
Направление роста коэффициента вариации	Основные ↑ Кислые				Основные ↓ Кислые			Основные ↑ ↓ Кислые ↑		
Эволюционная тенденция										
Рост дисперсии										
Основные	+	+	+	+	+			+	+	+
Кислые				+				-	-	+
Рост концентрации										
Основные		+	-		-					
Кислые		+	-		-	-	-		+	

Примечание. См. сноски к табл. 33.

Фациальная специфика

Существенные различия наблюдаются между гипабиссальными (абиссальными) и субвулканическими комплексами. Последние отличаются общей повышенной основностью, что видно из сопоставления средних значений распространенности (%) главных типов пород.

	Основные	Средние	Умеренно кислые
Гипабиссальные	23	15	25
Субвулканические	40	7	11

Эти цифры свидетельствуют также о резко выраженной контрастности субвулканических комплексов, т. е. об ограниченной распространенности пород промежуточного состава.

Не менее существенными оказываются различия и в химизме разнофациальных образований. Габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты субвулканических комплексов характеризуются повышенной концентрацией железа (при слабой его окисленности) и пониженной алюминия (приводится содержание Al₂O₃, %).

	Комплексы		
	Каледонские	Варисские	Киммерийские и альпийские
Субвулканические	15,7	15,8	17,5
Гипабиссальные	16,5	16,9	17,7

Дисперсионный анализ данных (табл. 50), по которым были получены эти средние, показал существенность возрастных и фациальных особенностей пород с высокой степенью достоверности.

ТАБЛИЦА 50

Результаты дисперсионного анализа данных о содержании Al_2O_3 в габбро

Источник изменчивости	Число степеней свободы	Сумма квадратов	Средний квадрат	Дисперсионное отношение	
				Эмпирическое	Критическое значение
Возраст t	2	42,13	21,06	8,28	8,1 _{0,9995}
Фация Φ	1	10,36	10,36	4,07	3,92 _{0,95}
Индивидуальные вариации состава габбро-гранитовых комплексов, погрешности определения Al_2O_3 и $(t \times \Phi)$ -взаимодействие	136	341,04	2,55		

Кислые члены субвулканических ассоциаций (преимущественно трондьмиты, альбититы и плагиограниты) отличаются особо низкими концентрациями калия, заметно повышенными кальция и железа, весьма высокими натрия (иногда до 5—6% Na_2O). Таковы, в частности, субвулканические образования Байн-Хилла, Дуарне, Тронхеймской мульды, майнский и тараскырский комплексы Западного Саяна, рассыпнянский Южного Урала, ханакинский Гиссарского хребта. Отмеченные различия могут быть объяснены следующим образом. Субвулканические комплексы по сравнению с гипабиссальными формируются в условиях менее интенсивного растяжения и более фемичной обстановки. Это может реализоваться либо в результате того, что они по времени являются несколько более ранними (самыми ранними из первых проявлений кислого интрузивного магматизма); либо в связи с возникновением их в тех островных дугах, которые отличались достаточно интенсивной субдукцией; либо по причине их локализации в зонах магнообразования, наиболее близких к фронту островной дуги. Весьма вероятно, что субвулканические комплексы формировались при том или ином сочетании перечисленных условий. Это допустимо предполагать, поскольку, как было показано выше (главы II и III), динамический режим в зонах субдукции и эволюция вулканотектонических структур, а также состав магматических продуктов в той или иной мере взаимосвязаны.

Повышенная фемичность среды и относительно слабое ее растяжение (проницаемость, в понимании Ю. А. Кузнецова [49]) определяют как петрографический состав субвулканических комплексов в целом, так и петрохимическую специализацию входящих в них пород. В частности, как было показано выше, в этих условиях калий совместно с летучими мигрирует в тылу островной дуги, обогащая и формируя те очаги кислой магмы, с которыми связаны интрузии гипабиссального облика.

Непосредственные геологические наблюдения как будто согласуются с предложенной схемой. Субвулканические комплексы рассматриваемого типа действительно часто ассоциируют с наиболее ранними существенно базальтоидными толщами. Для них типична также локализация в узких и протяженных эвгеосинклинальных прогибах, подобных Западно-Саянскому трогу. Гипабиссальные интрузивы, напротив, тяготеют преимущественно к широким вулканическим ареалам.

КОРА И МАНТИЯ ИНТРУЗИВНЫХ АРЕАЛОВ

Сейсмические разрезы и физические поля

Геофизическая характеристика зон развития раннегеосинклинальных гранитоидов по набору учитываемых параметров, источникам исходных данных и диапазону вариаций соответствующих переменных во многом сходна с характеристикой эвгеосинклинальных зон, приведенной в главе V. Объясняется это не только значительной степенью генерализации исходных данных, но и пространственной близостью вулканических и интрузивных ареалов.

Число геофизических параметров, использованных при рассмотрении интрузивных ареалов, меньше, чем при анализе данных по вулканическим зонам, поскольку из-за отсутствия для ряда регионов информации о скорости продольных сейсмических волн в мантии на глубине до 300 км пришлось отказаться от серии сейсмологических показателей. Однако основные параметры сейсмических разрезов литосферы (H , $\Delta H/\Delta x$, \bar{v} , v_M) в рассматриваемой матрице исходных данных сохранены. В равной мере замечание относится к основным параметрам гравитационного, электромагнитного и теплового полей (Δg_B , G , Z_{st} , q). Таким образом, хотя геофизическая характеристика глубин сокращена по сравнению с использованной для описания вулканических ареалов эвгеосинклинальных зон, однако она обладает необходимой полнотой.

Среднее значение и стандартное отклонение глубины границы Мохо для учтенного множества интрузивных ареалов составляют 39 ± 8 км. Большая часть ареалов характеризуется глубиной $30 \leq H \leq 55$ км. Средний наклон поверхности Мохо $\Delta H/\Delta x$ и стандартное отклонение этой переменной равны $0,06 \pm 0,05$; распределение асимметричное, с более длинной правой ветвью. Скорость \bar{v} продольных волн в земной коре равна $6,3 \pm 0,1$ км/с. Мощность земной коры и средняя скорость распространения продольных волн в ее кристаллической толще возрастают по мере перехода от молодых интрузивных ареалов к древним ($r_{t-H} \approx r_{t-\bar{v}} \approx r_{H-\bar{v}} = +0,4$). Деформированность поверхности Мохо сильнее выражена в молодых ареалах ($r_{t-\Delta H/\Delta x} = -0,35$). Глубина границы Мохо возрастает в ареалах, которые отличаются большими превышениями h поверхности Земли над уровнем моря (табл. 51). Наличие статистических связей мощности коры H с возрастом t и высотой h позволяет найти оценки H , редуцированные за влияние этих переменных. Изменения глубины H , приведенные к постоянным значениям t и h , обозначены в таблице соответственно ΔH_t и ΔH_h .

Земная кора, более мощная, чем это типично в среднем для интрузивных комплексов данного возраста, характерна для многих ареалов, расположенных в пределах Анд, Тянь-Шаня, Горного Алтая, Кавказа, Урала, Сьерра-Невады. Сокращенная мощность коры отличает интрузивные комплексы, приуроченные к каледонским складчатым сооружениям Западной Европы, Ньюфаундленда, Северной Африки. Этой же особенностью отличаются ареалы молодого интрузивного магматизма, расположенные в Забайкалье, Приохотье, а также в пределах Камчатки, Новой Гвинеи, Японских островов и на Западе Северной Америки (Береговой хребет и др.).

Приведение мощности коры к постоянной высоте h над уровнем моря и определение уклонов ΔH_h выявляет дополнительную региональную специфику. В число регионов, включающих блоки коры повышенной мощности,

Общие парные коэффициенты корреляции между геофизическими параметрами интрузивных ареалов

H	Сейсмический разрез земной коры							Гравитационное поле			Электромагнитное и тепловое поле			
	$\frac{\Delta H}{\Delta x}$	ΔH_t	ΔH_h	\bar{v}	$\Delta \bar{v}_H$	v_M	h	Δg_B	G	ΔG_Z	Z_{st}	$\frac{\Delta Z_{st}}{\Delta x}$	q	
	+0,1	+0,7	+0,7	+0,4	0,0	+0,2	+0,5	-0,6	-0,6	-0,3	+0,6	-0,4	-0,2	H
		0,0	0,0	-0,1	-0,2	0,0	+0,4	0,0	+0,1	0,0	-0,1	+0,2	+0,2	$\Delta H/\Delta x$
			+0,5	+0,2	-0,1	+0,2	+0,3	-0,3	-0,4	-0,1	+0,5	-0,3	0,0	ΔH_t
				+0,5	0,0	+0,2	0,0	-0,3	-0,6	-0,3	+0,5	-0,3	-0,2	ΔH_h
					+0,6	0,0	0,0	0,0	-0,4	0,0	+0,5	-0,2	-0,2	\bar{v}
						-0,2	-0,4	+0,5	+0,1	+0,1	0,0	+0,1	-0,1	$\Delta \bar{v}_H$
							-0,1	0,0	-0,1	+0,1	+0,3	-0,3	-0,3	v_M
								-0,8	-0,4	-0,3	+0,3	0,0	+0,3	h
									+0,6	+0,4	-0,4	+0,2	-0,2	Δg_B
										+0,7	-0,7	+0,4	0,0	G
											0,0	0,0	0,0	ΔG_Z
												-0,5	0,0	Z_{st}
													+0,3	$\Delta Z_{st}/\Delta x$

90%-ная зона значимости для ρ при $|r| > 0,1$.

попадают наряду с перечисленными при рассмотрении ΔH_t Обь-Зайсанская складчатая область, Кузнецкий Алатау, Мугоджары и Южный Урал, Центральный Казахстан, Чингиз-Тарбагатай, Малый Кавказ, Горный Крым, Аппалачи; в число регионов с пониженной мощностью коры добавляются Калабрийские горы, Верхняя Савойя. Для регионов с мощной просевшей корой, в которых положительные превышения ΔH_h достигают 5—10 км, типичны более высокие значения скорости \bar{v} . Корреляция \bar{v} с ΔH_h существенно выше, чем с ΔH_t ($r_{\bar{v}-\Delta H_h} = +0,5$; $r_{\bar{v}-\Delta H_t} = +0,2$).

Региональные вариации сейсмического параметра земной коры до некоторой степени согласованы с распространенностью пород разного состава в интрузивном комплексе: увеличение доли габброидов сопровождается ростом \bar{v} , для умеренно кислых разновидностей соотношение обратное. Обычное соотношение между \bar{v} и H , характеризующее их согласованное изменение, может быть использовано для приведения скорости \bar{v} к постоянной мощности коры H .

Корреляции переменной $\Delta\bar{v}_H$, которая свободна от эффекта неодинакового давления масс, дополнительно подтверждают, что средняя скорость отчетливо зависит от вещественного состава и плотности коры. Это видно на примере соотношений \bar{v} и $\Delta\bar{v}_H$ с аномалиями Буге: $r_{\Delta\bar{v}_H-\Delta g_B} = +0,5$, тогда как $r_{\bar{v}-\Delta g_B} \approx 0$. Близкий смысл имеют оценки коэффициентов корреляции \bar{v} и $\Delta\bar{v}_H$ с h ($r_{\Delta\bar{v}_H-h} = -0,4$; $r_{\bar{v}-h} \approx 0$). Практически (с учетом используемых методов математического анализа данных) нет обязательной необходимости предварительно редуцировать значения параметра \bar{v} . Важно убедиться в том, что имеют место существенные и интерпретируемые связи этой переменной с другими величинами, входящими в матрицу исходных данных.

Граничная скорость распространения волн P вдоль поверхности Мохо в среднем по выборке несколько превышает 8,0 км/с при стандартном отклонении 0,4 км/с. В районах, где земная кора имеет повышенную мощность, значения v_M обычно более высокие.

Гравитационные индикаторы поверхностных и глубинных масс отличаются большим диапазоном изменения: $\Delta g_B = -47 \pm 85$ мгал; $G = -3 \pm 33$ м. Аномалии силы тяжести в редукции Буге и аномалии геопотенциала статистически связаны с вариациями глубины поверхности Мохо, причем их корреляции с H , ΔH_h , ΔH_t отрицательные. Одинаковые значения оценок $r_{H-\Delta g} \approx r_{H-G} \approx r_{\Delta H-h} \approx -0,6$ дают основание считать, что рост мощности земной коры в такой же степени связан с разуплотнением мантийных масс, как и с уменьшением масс литосферы. Однако одинаковая сила связи H с G и Δg_B не затуманивает того обстоятельства, что разуплотнение мантии и рост мощности коры связаны парагенетически, тогда как погружение поверхности Мохо, отражающее рост мощности коры, влияет на уменьшение Δg_B причинно. В отличие от аномалий Δg_B аномалии G гораздо слабее связаны с высотой h поверхности Земли над уровнем моря. Корреляция h с Δg_B и G отрицательная, т. е. разуплотнение глубинных масс сопровождается подъемом поверхности литосферы.

Характеристики глубинного (Z_{st}) и поверхностного (q) разогрева по средним значениям и диапазону вариации соответствующих переменных практически повторяют картину, установленную для выборки вулканических ареалов. Повышенный разогрев коры и мантии в пределах интрузивных ареалов сопровождается увеличением высоты над уровнем моря. Глубинный разогрев тесно коррелирован с уменьшением аномалий геопотенциала ($r_{Z_{st}-G} = -0,7$), что дает основание рассматривать значения G_Z , редуцированные за Z_{st} (вариации этой переменной обозначены в табл. 51 как ΔG_Z). Латеральная неоднородность разогрева мантии возрастает в относительно охлажденных областях, на что указывает отрицательная корреляция Z_{st} и $\Delta Z_{st}/\Delta x$.

Главная эволюционная тенденция в изменении физического состояния и строения глубин заключается в следующем. Молодые интрузивные комплексы располагаются в зонах с маломощной хорошо прогретой земной корой, имеющих избыток охлажденных мантийных масс. С увеличением возраста комплексов отмечается разогрев глубинных частей мантии и рассасывание избытка масс, а также рост земной коры при постепенном охлаждении верхней части литосферы.

Геофизические следствия процесса гранитизации

Сопоставление геофизических характеристик вулканических и интрузивных ареалов дает возможность оценить эффект проявления гранитизации в эвгеосинклинальных зонах. Выше подчеркивалось, что средние значения геофизических параметров и стандартные отклонения соответствующих переменных в пределах двух выборок (вулканы, гранитоиды) не обнаруживают значимых различий. Только для индикаторов глубинных масс и тепла может наблюдаться слабая тенденция их роста в пределах вулканических полей. Более отчетливо проявлены различия корреляционных матриц (табл. 52). Общая закономерность заключается в том, что связи геофизических параметров в интрузивных ареалах выражены слабее, чем в вулканических. Из 14 случаев отчетливого различия коэффициентов r только два показывают усиление корреляции переменных в выборке интрузивных ареалов. Это означает, что процесс гранитизации эвгеосинклинальных зон выступает как фактор, нарушающий обычные соотношения. Наибольшее число изменений (приведено в скобках) характеризует следующие переменные: тепловой поток (5), граничная скорость продоль-

ТАБЛИЦА 52

Сопоставление корреляционных связей геофизических параметров в зонах развития базальтоидов и гранитоидов

Возраст	Параметры сейсмического разреза				Индикаторы аномальных масс		Индикаторы термического режима		
	H	$\frac{\Delta H}{\Delta x}$	\bar{v}	v_M	Δg_B	G	Z_{st}	q	
t	+	-	+	$B \rightarrow \Gamma$	$B \leftarrow \Gamma$	-	+	$B \leftarrow \Gamma$	t
		+	+	$B \leftarrow \Gamma$	-	-	$B \leftarrow \Gamma$	-	H
			-		$B \leftarrow \Gamma$	+		$B \leftarrow \Gamma$	$\Delta H/\Delta x$
				$B \leftarrow \Gamma$		-	+	$B \leftarrow \Gamma$	\bar{v}
					$B \leftarrow \Gamma$	-	$B \leftarrow \Gamma$	-	v_M
						+	$B \leftarrow \Gamma$	-	Δg_B
							-	$B \leftarrow \Gamma$	G
								$B \rightarrow \Gamma$	Z_{st}

Примечание. Показаны различия r , значимые с вероятностью не менее 0,95; направление стрелки соответствует росту $|r|$. Символы «+» и «-» — знаки коэффициентов корреляции, общие для групп ареалов базальтоидов (Б) и гранитоидов (Г).

ных волн на поверхности Мохо (5), аномалии Буге (4), показатель глубинной температуры (4). Таким образом, различия проявлены прежде всего в характеристиках тепла, масс и границы раздела кора — мантия.

С увеличением возраста изверженных пород в вулканических ареалах отчетливее убывает тепловой поток и понижается аномалия Буге. На этих площадях, покрытых излившимися и остывающими массами, не сказывается влияние промежуточных долгоживущих очагов; последнее явление типично для интрузивной фации. В пределах вулканических ареалов процесс наращивания коры отчетливее проявлен уменьшением значений Δg_B , чем в интрузивных ареалах, для которых характерна более сложная дифференциация вещества коры. Неодинаковые проявления этой дифференциации, выражающиеся в различном объеме кислых пород и вариации других показателей, также выступают в качестве причины изменения аномалий Буге. Тепловой поток q вулканических ареалов теснее связан с деформацией границы Мохо, что может указывать на большой вклад его мантийной составляющей. Это подтверждается и более тесной связью теплового потока с концентрацией глубинных масс. Усиление связи q и \bar{v} с переходом от гранитоидов к базальтоидам, в частности, показывает, что в вулканических ареалах разогрев вещества земной коры более однороден во всей ее толще, здесь слабее влияет латеральная неоднородность прогрева, связанная с наличием обособленных очагов.

СОСТАВ ГАББРО-ГРАНИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ И ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБИН

Связи характеристик состава рассматриваемых комплексов с параметрами строения глубин не очень тесные, в большинстве своем они индуцированы эволюционными тенденциями. Первое представление об этих связях можно составить по общим парным коэффициентам корреляции (табл. 53). С учетом комплементарности в распространенности пород основного (W_0) и умеренно кислого ($W_{ук}$) состава соответствующие связи оказываются полярными. Слабая положительная корреляция H с W_0 и отрицательная с $W_{ук}$ объясняется тем обстоятельством, что в изучаемой совокупности габбро-гранитовых комплексов более древние располагаются преимущественно в центральных частях континентов, где кора отличается повышенной мощностью. Вместе с тем общая кремнекислотность комплексов растет с уменьшением их геологического возраста. Аналогичные связи со средней скоростью продольных сейсмических волн в коре объясняются той же причиной, поскольку более мощная кора (в районах распространения древних комплексов) чаще оказывается и более плотной. Кроме того, на скорость \bar{v} непосредственно влияет насыщенность коры базитовым материалом.

Противоположно направленные влияния эволюционных тенденций — уменьшение мощности коры (с учетом неравномерного в разных частях континентов распределения разновозрастных комплексов) и увеличение кремнекислотности интрузий — обусловили отсутствие значимых корреляционных связей распространенности пород W_0 и $W_{ук}$ с гравитационными аномалиями в редукции Буге. Связи этих характеристик с аномальным геопотенциалом слабы, поскольку они отражают результирующий эффект разнонаправленных

ТАБЛИЦА 53

Общие парные коэффициенты корреляции между характеристиками состава габбро-гранитовых комплексов и параметрами глубинного строения территории

Параметры	W_o	$W_{ук}$	$\frac{Fe_2O_3}{Fe}$		Fe	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$
			Габбро	Граниты	Граниты	
H	+0,1	-0,2	+0,3	+0,2	+0,3	+0,3
\bar{v}	+0,3	-0,2	+0,1	+0,2	+0,2	0,0
Δg_B	0,0	0,0	-0,3	-0,2	-0,2	-0,2
G	0,0	+0,1	-0,2	-0,1	-0,4	-0,3
G_Z	+0,2	-0,1	-0,2	-0,1	-0,2	-0,2
Z_{st}	+0,2	-0,2	+0,2	+0,1	+0,4	+0,2

90%-ная зона значимости для r при $|r| \geq 0,1$.

влияний: эволюционной деградации латеральных плотностных неоднородностей, снижения общей фемичности среды и ее термического разуплотнения. Исключение последнего влияния (при вычислении G_Z) приводит к относительному усилению связи геопотенциала с особенностями состава среды.

Положительная корреляция Z_{st} с W_o и отрицательная с $W_{ук}$ обусловлены влиянием относительного разогрева вещества мантии в результате экранирующего эффекта земной коры, тем более значительного, чем больше ее мощность. Другая, не менее важная причина, — постепенное рассасывание в мантии скоплений холодного материала субдуцированных литосферных плит. Обе причины находят отражение в общем эволюционном тренде.

Корреляционные связи окисленности железа в габбро и гранитах однотипны. Их происхождение можно понять, если вспомнить доминирующие соотношения рассматриваемых характеристик с параметрами динамического режима в современных островных дугах. Как было показано ранее (главы II и III), окисленность железа возрастает в тех породах, которые формировались либо на относительно поздней стадии развития вулcano-тектонических структур, когда растягивающие напряжения на глубинах магмообразования начинали играть заметную роль, способствуя возрастанию парциального давления кислорода, либо в тех частях вулканического пояса, где напряжения сжатия были не столь интенсивными. При этом вулканические ареалы, отвечающие указанной стадии развития и (или) соответствующей локализации в пространстве, обычно отличаются относительно повышенной мощностью консолидированной земной коры.

Очевидно, что аналогичные соотношения должны сохраняться и для плутонических образований, локализованных в этих структурах и близких по возрасту вмещающим их вулканитам. Существенно, однако, что для медленно остывающих интрузивных тел (в отличие от эффузивов) нельзя сбрасывать со счетов эффект непосредственного взаимодействия со средой. Этот эффект, а также стохастически проявляющаяся пространственно-временная связь динамического режима в зонах субдукции с тектоническим строением регионов и определяют наблюдаемую ныне положительную корреляцию между

окисленностью железа в породах и мощностью земной коры, а также ее плотностью, косвенно оцениваемой по скорости \bar{v} . Вариации мощности коры вызывают обычные сопряженные изменения гравитационных аномалий в редукции Буге, чем и объясняется отрицательная корреляция этих аномалий с окисленностью железа в породах.

Связи глубинных характеристик G , G_Z и Z_{st} с окисленностью железа также могут быть поняты с учетом соотношений в современных островных дугах. Процесс интенсивной аккумуляции в мантии относительно холодных масс субдуцируемого материала фиксируется положительными аномалиями геопотенциала G и отрицательными аномалиями Z_{st} геомагнитного поля. Сопутствующее повышение давления на глубинах магмообразования обнаруживается по преобладанию сжимающих напряжений в соответствующих интервалах сейсмофокальной плоскости и по магматическим расплавам с пониженной окисленностью железа. Плутонические комплексы в этом отношении качественно подобны вулканическим отчасти в силу их пространственно-временной сопряженности, а также вследствие прямого наследования петрохимических особенностей среды, в которой происходило их зарождение и становление.

Корреляционные связи содержания железа и железистости гранитов в значительной мере повторяют друг друга, подчеркивая тем самым отсутствие доминирующих тенденций в поведении магния. Аналогичные связи для габбро (не помещенные в таблицу) выражены несколько слабее. В отличие от окисленности железа, не зависящей от возраста габбро-гранитовых комплексов, концентрация железа и железистость пород, как отмечалось выше, обнаруживают отчетливую тенденцию убывания в более молодых образованиях. Это обстоятельство оказывает определяющее воздействие на формирование наблюдаемых корреляционных связей с геофизической характеристикой глубин. Положительная корреляция содержания железа и железистости с аномальным геопотенциалом, столь отчетливо проявляющаяся при анализе синхронных образований (островных дуг или зеленокаменных поясов докембрийских щитов), здесь нацело подавляется более сильной эволюционной тенденцией. Редукция геопотенциала за глубинный разогрев G_Z отчасти гасит сильную отрицательную связь, обусловленную эволюционной тенденцией, но не доводит ее до тех значений, которые генерируются вариациями динамического режима в зонах субдукции и изменениями состава магматических выплавов.

Дальнейшее рассмотрение интересующих нас связей продолжим с помощью факторного анализа (табл. 54).

Первый фактор, судя по нагрузкам на переменные, отражает прежде всего различия в строении регионов, в меньшей мере состава комплексов и их возраста. При этом фиксируется очевидная закономерность: более древние комплексы размещаются преимущественно в регионах с мощной и плотной корой, с избыточным разогревом мантии и явным дефицитом глубинных масс. Можно напомнить, что аналогичные соотношения выявлялись и при анализе вулканогенных ассоциаций (глава V). Тогда же подчеркивалось, что эти соотношения не следует трактовать как отражающие только изучаемую выборку, т. е. как обусловленные особенностями геологической изученности территории. В этих зависимостях можно увидеть действительно преобладающую тенденцию геологического развития материков, а именно, последовательное образование ядер стабилизации все более молодыми складчатыми системами [9 и др.].

ТАБЛИЦА 54

Результаты факторного анализа характеристик габбро-гранитовых комплексов

Фактор	Вес, %	Возраст t	Характеристики состава комплексов									
			Габбро							Граниты		
			W ₀	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	Fe	$\frac{Fe_2O_3}{Fe}$	Fe	$\frac{Fe_2O_3}{Fe}$	K ₂ O
F_1	19	+						+	+	++	+	
F_2	15	++	+		---	+	---	+		+		-
F_3	11			++	-	---	++	+				

Фактор	Вес, %	Геофизическая характеристика глубин						Интерпретация	
		Параметры сейсмического разреза			Индикаторы аномальных масс		Индикаторы термического режима		
		H	$\frac{\Delta H}{\Delta x}$	\bar{v}	Δg_B	G	q		Z_{st}
F_1	19	++		+	---	---		++	Различия палеозон субдукции по динамическому режиму и типу взаимодействующих плит (положению в пределах континента) Эволюция состава интрузивных комплексов и строения коры Пространственно-временная локализация комплексов в магматическом поясе
F_2	15		---	+	+		---		
F_3	11					+			

Примечание. Знаки «+» и «-» соответствуют факторным нагрузкам a , у которых $0,3 < |a| < 0,6$; знаки «++» и «--» — $|a| > 0,6$.

По этой причине более древние габбро-гранитовые комплексы чаще оказываются в центральных частях континентов, для которых типичны все отмеченные отклонения геофизических параметров от их средних значений. Более того, с учетом наблюдений в ныне функционирующих зонах субдукции и связанных с ними вулканоплутонических поясах эти отклонения получают ясную генетическую интерпретацию. Избыточные массы холодного материала, накапливающиеся в процессе субдукции, с течением времени становятся все менее отличимыми от вмещающей среды, а создаваемые ими положительные аномалии геопотенциала и отрицательные электромагнитного поля постепенно убывают по интенсивности. Рассасыванию термических и плотностных неоднородностей мантии способствует ее разогрев, обусловленный экранирующим воздействием мощной коры.

Общей эволюционной перестройке глубинного строения регионов вполне соответствует убывание концентрации железа в интрузивных породах, отра-

жающее истощение мантии легкоплавкими компонентами. Что же касается окисленности железа в габбро и гранитах, то, как мы знаем, эта петрохимическая характеристика не обнаруживает существенных изменений в зависимости от возраста интрузивных комплексов. Вхождение ее с заметными положительными нагрузками в первый фактор может иметь двоякое объяснение. Как было показано ранее (глава III), на окисленность железа в породах сильное влияние может оказывать динамический режим в зоне магмообразования, т. е. режим процесса субдукции. Вместе с тем к качественно однотипным результатам приводит также влияние среды формирования и становления интрузивных комплексов. В условиях более мощной (и сиаличной) коры магматические образования, как правило, оказываются более окисленными.

Понятно, что корреляционные связи такого происхождения могут регистрироваться в древних регионах только при условии хотя бы частичного их сохранения, т. е. либо перестройка глубинного строения территории при последующих геологических событиях не оказалась кардинальной, либо динамический режим во время этих событий в какой-то мере наследовал его прежние особенности. В последнем случае возможно даже усиление интересующих нас связей. С этой точки зрения, вхождение в первый фактор окисленности железа — индикатора динамического режима в палеозонах субдукции и мощности (сиаличности) палеокоры — заставляет предполагать, что регионы, различающиеся в современную эпоху по строению коры и мантии, в какой-то мере различались по этим параметрам и в момент формирования габбро-гранитовых комплексов.

Конкретизировать это предположение помогает распределение значений первого фактора. Высокими положительными значениями выделяются все каледонские комплексы Алтае-Саянской складчатой области, Северного Казахстана, Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, Тянь-Шаня, варисские Обь-Зайсанской складчатой системы, отчасти Урала и Гиндукуша, т. е. образования центральных зон Евразии. Особо низкие значения приходится на комплексы Западной и Северо-Западной Европы, тихоокеанских мезозоид, Восточной Австралии и Кордильер Северной Америки, т. е. на образования краевых зон континентов. Нет сомнения, что все перечисленные интрузивные комплексы формировались в краевых зонах континентов: и те, которые занимают подобное положение сейчас, и те, которые в конце концов оказались в центре крупнейшего материка. Тем не менее, как видим, эти две категории комплексов не вполне идентичны по составу.

Важность этого вывода заставила нас проконтролировать его с помощью двухфакторного дисперсионного анализа (табл. 55). Окисленность железа в габбро рассматривалась в качестве отклика на изменение возраста пород: каледонские, варисские, а также киммерийские и альпийские (три уровня фактора t), и мощности земной коры: ≤ 36 и > 36 км (два уровня фактора H). Последний фактор, как известно, жестко коррелирован с положением магматических комплексов относительно границы континент — океан. По результатам анализа сколько-нибудь существенной зависимости окисленности железа от возраста интрузивных комплексов не выявлено, а связь с мощностью коры установлена с высокой степенью надежности.

Итак, получается, что состав интрузивных комплексов коррелирован с их последующей судьбой. Это мистическое по форме соотношение обретает

Результаты дисперсионного анализа данных об окисленности железа в габбро

Источник изменчивости	Число степеней свободы	Сумма квадратов	Средний квадрат	Дисперсионное отношение	
				Эмпирическое	Критическое значение
Возраст t	2	173	86	<1	
Толщина земной коры H	1	1 211	1211	12,3	11,40,999
Индивидуальные вариации состава габбро-гранитовых комплексов, погрешности определения Fe_2O_3/Fe и $(t \times H)$ -взаимодействие	120	11 841	98,7		

черты реальности, если предположить, что условия формирования габбро-гранитовых комплексов, оставшихся на краях континентов и оказавшихся в пределах их центральных частей, были не вполне идентичными. «Внутриконтинентальные» комплексы по сравнению с их окраинными аналогами формировались либо при относительно более спокойном динамическом режиме (сравнительно слабые сжатия на глубинах магмообразования), либо в условиях несколько более мощной и сиаличной земной коры (взаимодействие плит с субконтинентальной и континентальной корой). Не исключено также, что эти условия в той или иной мере сочетались друг с другом.

Прямых подтверждений сделанным выводам получить, разумеется, невозможно, однако ряд косвенных соображений как будто неплохо согласуется с ними. В частности, если в этом плане сравнивать британские и скандинавские каледониды, с одной стороны, и алтае-саянские и монгольские — с другой, то нельзя не отметить общий мозаичный структурный план последних, в то время как простираение первых подчинено преимущественно одному направлению. Из общих соображений очевидно, и на это обращали внимание многие геологи [72, 73 и др], что мозаично построенные складчатые системы во время своего развития не испытывали интенсивного однонаправленного сжатия. С этих позиций представляется не случайным более широкое распространение в эвгеосинклиналях Северо-Запада Европы субвулканических образований типа Байн-Хилла в Шотландии и Дуарнене в Бретани, что указывает на умеренную пронизываемость вулкано-плутонических структур. В Алтае-Саянской складчатой области субвулканические комплексы встречаются явно реже и все они, подобно Майнской интрузии в Западном Саяне, локализованы в узких геосинклинальных трогах. Наследием устойчивой и интенсивной субдукции, как отмечалось ранее (глава V), являются избыточные массы мантийного вещества в цоколе Западной Европы, что отражается и на распределении аномального геопотенциала и на составе вулканических и плутонических комплексов.

Резюмируя проведенный анализ, можно заключить, что первый фактор отражает сложное сочетание разнотипных и разновозрастных причинно связанных влияний, среди которых преобладающими являются различия в динамическом режиме палеозон субдукции и в положении габбро-гранитовых комплексов в пределах континентов, косвенно определившем тип взаимодействующих плит.

Второй фактор, в отличие от первого, не столь эклектичен. Сочетание нагрузок на переменные, равно как и распределение его значений на объектах, однозначно указывает на соответствие фактора уже знакомой нам эволюционной тенденции. В составе древних габбро-гранитовых комплексов габброиды пользуются более широким распространением. Породы этих комплексов относительно обогащены железом и кальцием и обеднены щелочами. Вещающие их древние эвгеосинклинальные зоны отличаются пониженным тепловым потоком, более консолидированной корой и выположенной границей Мохо. Можно утверждать, таким образом, что эволюция состава габбро-гранитовых комплексов и соответствующих блоков земной коры вполне аналогична установленной при рассмотрении вулканогенных комплексов эвгеосинклинального типа.

Третий фактор с существенными нагрузками включает почти одни петрохимические параметры. Сочетание их весьма характерно, с таким мы уже сталкивались при анализе вулканитов современных островных дуг (см. табл. 27, фактор F_4) и эвгеосинклиналей неогена (см. табл. 39, фактор F_3). Тогда сопоставляемые главные компоненты изменчивости связывались с вариациями пространственно-временной локализации вулканических излияний. Учитывая парагенетическую связь габбро-гранитовых комплексов с вулканитами, резонно предположить, что и в данном случае третий фактор может быть проинтерпретирован аналогичным образом. Повышенная фемичность и щелочность пород при относительной обедненности их калиевыми компонентами в сочетании с некоторым избытком глубинных масс указывают на вероятное формирование интрузивных комплексов либо в относительном тылу палеозон субдукции, либо на регрессивной стадии их развития.

В пользу такой интерпретации свидетельствует «локальный» характер фактора: заметные вариации его значений нередко наблюдаются в пределах единого региона. Существенно, однако, что в складчатых областях мозаичного типа (Алтае-Саянская, Казахстан и др.) значения фактора обычно не намного уклоняются от нулевых. В областях линейного типа, где петрохимическая и геофизическая зональность выражены особенно четко, встречаются экстремально высокие положительные и отрицательные значения фактора. Так, в пределах норвежских каледонид высокими положительными значениями отмечены интрузии Тронхеймской мульды и района Хёг-Ийа, отрицательными — массивы окрестностей Феррена. Столь же дифференцированными в этом смысле оказываются комплексы Урала: высокое положительное значение фактора приходится на собский комплекс, отрицательное — на джанганинский. Относительно спокойные тылы палеозон субдукции, к которым, по нашему предположению, тяготеют интрузивные комплексы, отмечены положительными значениями третьего фактора, характеризуются ослабленной энергетикой интрузивного процесса (в частности, пониженным давлением). С этим хорошо согласуется корреляция третьего фактора с содержанием калия и железистостью габбро (+0,4 и +0,5 соответственно).

Итак, три рассмотренных фактора определяют в совокупности около половины суммарной изменчивости состава габбро-гранитовых комплексов и соответствующих блоков коры и мантии. Из них первые два ответственны за межрегиональную изменчивость в пространственно-временных координатах, третий — за локализацию в пределах региона.

Основные результаты изучения изменчивости состава габбро-гранитовых комплексов и глубинного строения соответствующих литосферных блоков могут быть сформулированы следующим образом.

1. Корреляционные связи характеристик состава интрузивных комплексов с параметрами строения глубин в целом близки к установленным при изучении вулканитов эвгеосинклиналильного типа и качественно подобны наблюдаемым в современных островных дугах и родственных им структурах. Это дает основание значительную часть изменчивости состава этих комплексов рассматривать как результат вариации геодинамического режима в палеозонах субдукции и типа поглощаемого при этом материала. С этих же позиций находит объяснение различие в составе комплексов, локализованных в складчатых областях линейного и мозаичного типа.

2. Корреляционные связи между геофизическими параметрами глубин, установленные для гранитоидных ареалов, в целом заметно слабее тех, которые фиксируются для ареалов эвгеосинклиналильного вулканизма. Это различие, вероятно, можно объяснить большей сложностью (латеральной неоднородностью) процессов преобразования и дифференциации вещества земной коры в областях, подвергшихся гранитизации.

3. Эволюция состава габбро-гранитовых комплексов проявляется в относительном сокращении доли габброидов в пользу кислых пород в более молодых образованиях. В однотипных по содержанию кремнекислоты породах наблюдается снижение фемичности и увеличение концентрации калия и алюминия.

ГЛАВА IX
МЕТАБАЗИТЫ
(АМФИБОЛИТЫ)

ОБЪЕКТЫ
ИЗУЧЕНИЯ

Здесь мы рассмотрим метаморфизованные аналоги эвгеосинклинальных базальтоидов — амфиболиты. В последние годы в литературе под названием «амфиболиты» описывается весьма широкий спектр пород, содержащих в существенных количествах ту или иную разновидность амфибола. Аналогичным образом и мы используем этот термин для обозначения метаморфических образований, среди которых наряду с преобладающими амфибол-плаггиоклазовыми породами, т. е. собственно амфиболитами, присутствуют биотит-амфиболовые и пироксен-амфиболовые гнейсы, гранатовые и эклогитовые амфиболиты, роговообманковые, актинолитовые, тремолит-актинолитовые и глаукофановые сланцы, а также «зеленосланцевые» метавулканиты, имеющие в своем составе актинолит. При таком подходе есть возможность проследить интересующие нас вариации состава пород с учетом широкого диапазона геологических и термодинамических условий их образования.

Амфиболиты и амфиболсодержащие породы давно уже привлекают внимание петрологов, интересующихся вопросами их генезиса. При исследованиях в этом направлении (выделение пара- и ортометаморфитов) используются общегеологические, петрографо-минералогические, петрохимические (геохимические) и в меньшей мере геофизические данные. В работах В. А. Глебовицкого, Е. Н. Граменицкого, В. Б. Дагелайского, Н. Л. Добрецова, Ф. Калсбека, П. Кампа, К. Б. Кепежинскаса, А. З. Конникова, К. О. Кратца, А. А. Кременецкого, Л. Н. Кукля,

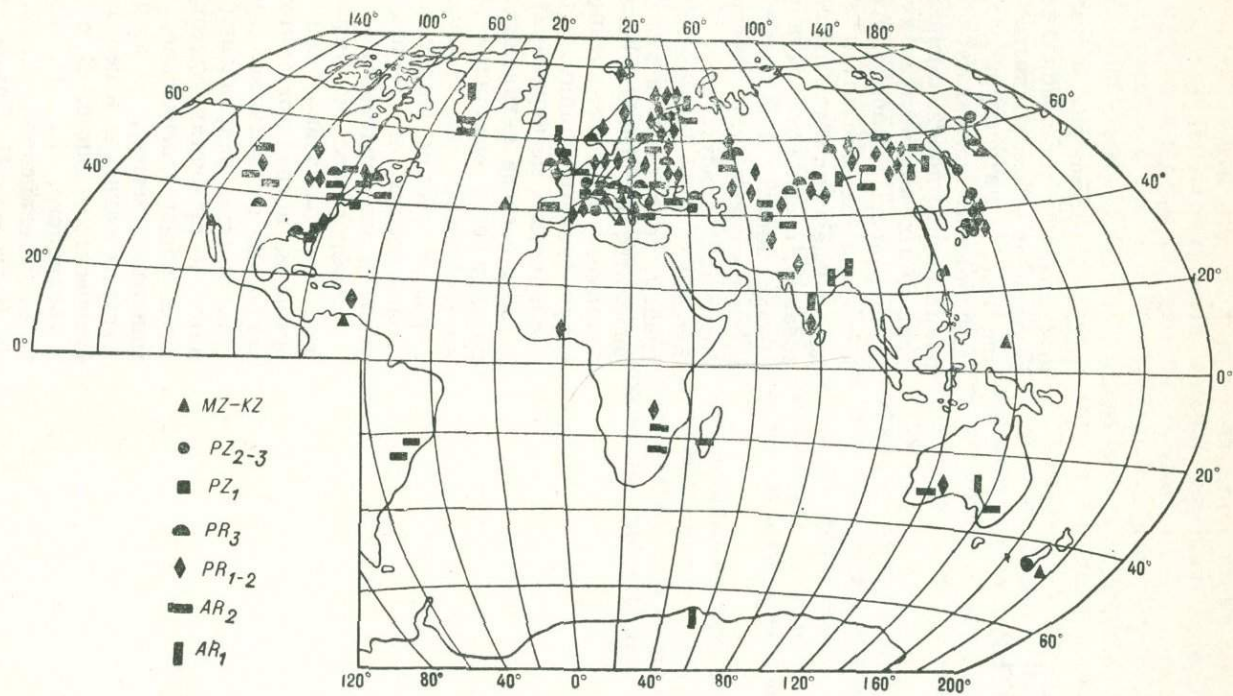


Рис. 60. Схема размещения метаморфических комплексов, включающих амфиболсодержащие метабазиты.

Петрохимическая изученность амфиболитов

Регион (метаморфические комплексы, серии, свиты)	Возраст пород	Количество химических анализов
Австралия и Новая Зеландия		
Брокен-Хилл, вильямский комплекс	AR ₁	28
Куума	AR ₂	4
Зеленокаменные пояса Западной Австралии (Кулгарди, Норсмен и др.)	PR ₁	249
Новая Зеландия, о. Южный		
Группа Хааст	P—T	4
Группа Каплес	T	11
Азия		
Алданский щит		
Курультимо-гонамский комплекс	AR ₁	23
Иенгская, борсалинская и алданская серии	AR ₂	105
Амнуактинский комплекс	PR ₁	15
Анабарский щит, анабарская серия	AR ₁	11
Прибайкалье, шарыжалгайская серия	AR ₁	19
Становая зона		
Серия Зверева	AR ₂	5
Становой комплекс	PR ₁	8
Индийский полуостров		
Салтора, бенгальские гнейсы; Бхагалпур, серия Банга	AR ₁	28
Раджастан, Канкроли, «полосчатый» гнейсовый комплекс	AR ₂	11
Карнатака, пояс Читалдург, дхарварская серия; Андхра-Прадеш	PR ₁	16
Система Дели и ее аналоги	PR ₃	10
Памир, хорогская свита	AR ₂	12
Тянь-Шань		
Хребет Каратегин	AR ₂	5
Макбальский антиклинорий	PR ₁	20
Зирабулак-Зиаэтинские горы, катармайская свита	PR ₃ ³	9
Хребет Нуратау, итгуньсайская свита; Зеравшанский хребет, анзобский комплекс	S?	27
Гиндукуш, хр. Банди-Баян, варазский комплекс	PR ₁	?
Хамар-Дабан, слюдянская серия	AR ₂	25
Енисейский кряж		
Енисейская серия	PR ₁	5
Кординская и удерейская свиты	PR ₃	127
Забайкалье, яблоневая, кагутинская, тепторгинская, ольховская серии	PR ₁	93
Присяянье, Урикско-Ийский грабен, далдарминская свита	PR ₁	32
Южный Алтай, Курчум-Кальджирский антиклинорий	PR ₁	18
Горный Алтай, уймонская свита	PR ₃ —C ₁	25
Казахстан		
Зерендинская и бектурганская серии	PR ₁	28
Чарская зона и хр. Чингиз	PR ₃	30
Камчатка, Гацальский хребет	PR ₃ ³	5
Корякско-Камчатская область, илпнейская свита	O—S	37

Регион (метаморфические комплексы, серии, свиты)	Возраст пород	Количество химических анализов
Сахалин, Сусунайский хребет, вальзинская серия	PZ ₂	21
Хонсю, пояс Риоке, пояс Матсугадайра-Мотай, пояс Самбагава, плато Абакума	C—P	74
Сикоку, пояс Самбагава	C—P	10
Хонсю, хр. Китаками	MZ	11
Хоккайдо, пояс Хидака	T—J	48
Тайвань, пояс Юли	T?	9
Яп	P	9
Африка		
Мадагаскар, Амбатуфинандрахана	AR ₂	10
Южная Африка		
Группа Руфунза, формация Ункондо	AR ₂	9
Зеленокаменные пояса Трансваальского и Родезийского щитов	PR ₁	33
Западная Африка, формация Дагомея	PR ₁	5
Европа		
Шотландия		
Льюисский комплекс	AR ₁₋₂	41
Серия Мойн	PR ₃	10
Серия Дальред	PR ₃ —C ₁	79
Англия, комплекс Мона	PR ₁	7
Ирландия, Коннемара	PR ₃	50
Скандинавия		
Лангё, Южный Тунхеймен и др.	PR ₁	36
Саннмёре	PR ₃	8
Кольский полуостров		
Сальные тундры	AR ₁	5
Хетоламбинская свита	AR ₂	31
Каскамская свита, серия Колмозеро-Воронья, лебяжинская свита и др.	PR ₁	84
Печенгская серия	PR ₂	77
Карелия		
Чупинско-лоухская свита и ее аналоги	AR ₂	23
Кунасозерская, хаутаваарская свита и их аналоги	PR ₁	37
Галисия, ордениский комплекс	AR ₂	20
Молданубикум	AR ₂	6
	PR ₁	11
Вогезы, серия Сент-Марп-о-Мия	PR ₁	29
Центральный Французский массив	PR ₁	25
Сербско-Македонский массив, комплекс Сталач	PR ₁	10
Центральные Родоны	PR ₁	5
Баварское нагорье	PR ₁	23
Оденвальд	PR ₁	29
Западные Карпаты, группа Яраба	PR ₂	102
Малые Карпаты, серия Гармония	PR ₃	30
Восточные Карпаты, г. Жюмалэу	PR ₃	6
Горы Родна, серия Ребра-Барнар	PR ₃	12

Регион (метаморфические комплексы, серии, свиты)	Возраст пород	Количество химических анализов
Западная Верила Плавина	PR ₃	10
Альпы		
Зона Ивреа	AR ₂	9
Бельдонский массив	PR ₁	11
Альпы	PR ₃	175
Массивы: Дамбин и Дора-Майра	PZ ₁	24
Апеннины, группа Волтри	PR ₁	19
Сардиния, покров Боно	S-D	13
Калабрия, хр. Сила Пиккола	MZ	19
Украинский щит		
Росинско-тихичская, саксаганско-ингулецкая серия и их аналоги	AR ₂	22
Зеленокаменные пояса	PR ₁	29
	PR ₂	26
Воронежский кристаллический массив	PR ₁	40
Кавказ, дамхурцевская свита и ее аналоги	PR ₃	9
Урал		
Тараташский комплекс	AR ₂	6
Салдинский комплекс	PR ₁	24
Максютовский комплекс	PR ₂	36
Уфалейский антиклинорий	PR ₃	21
Шпицберген, формация Хекла-Хуг	PR ₂	3
Северная Америка		
Канадский щит		
Провинция Гренвилл (гнейсовый комплекс)	AR ₂	80
Зеленокаменные пояса Гранд-Форкс, Кросс-Лейк и др.	PR ₁	314
Серии гренвилльская, Кивино и их аналоги	PR ₃	33
Кордильеры, Бергут, Биг-Хорн и др.	AR ₂	82
Гренландия, комплекс Фискеннесот и др.	AR ₁₋₂	98
Пуэрто-Рико, комплекс Бермейя	PR ₁	5
Аппалачи, формация Роме и ее аналоги	PZ ₁	26
Калифорния, Францискан	J-K	20
Южная Америка		
Парана, Моретипш-Антонина	AR ₂	9
Сан-Паулу, толща Ярагуа	AR ₂	20
Пуэрто-Кабэльо, формации Мерседес и Такагуа	MZ	13

В. И. Ленных, С. Б. Лобач-Жученко, Б. Г. Лутца, И. Е. Медведевой, А. Мясиро, Б. Мойна, Э. Б. Наливкиной, Е. В. Павловского, Л. Л. Перчука, А. Полдерваарта, А. А. Предовского, О. М. Розена, Г. Роша, А. В. Сидоренко, В. С. Соболева, М. Хашимото, В. Я. Хильтовой, У. Дж. Эрнста и многих других геологов содержатся интересные результаты, касающиеся изменений в минералогии и петрохимии пород в зависимости от типа исходного субстрата и ступени метаморфизма. Вместе с тем многие вопросы изменчивости состава амфиболитов в пространственно-временных координатах, а также соотношения химизма пород с особенностями строения глубин оставались на обочине тех путей, по которым шли изучавшие эти образования.

Для решения этих вопросов мы обобщили и систематизировали материал, касающийся геологических условий проявления амфиболсодержащих пород, их минералогического, петрографического и петрохимического состава, а также глубинного строения районов распространения этих образований. В качестве элементарного объекта систематизации данных (уровень осреднения характеристик) выступают metabазитовые толщи, входящие в состав единого метаморфического комплекса, формации, свиты, серии или других подразделений. Ученные образования в той или иной мере характеризуют все (за исключением Антарктиды) континенты Земли. При этом большая часть анализов относится к лучше изученному Северному полушарию (рис. 60). Возрастной диапазон metabазитов охватывает практически всю шкалу геологического времени от раннего архея до кайнозоя, но распределение объектов по возрасту не вполне равномерное. Это объясняется отчасти тем, что в метаморфических комплексах раннего архея амфиболовые парагенезисы, как правило, отсутствуют. В общей сложности рассмотрено 195 обособленных metabазитовых толщ, о составе которых позволяют судить 3200 химических анализов (табл. 56). Главным источником петрохимической информации служили изданные работы. По Кольскому полуострову неопубликованные данные были любезно предоставлены С. Н. Суловой, по Присяяню — А. З. Конниковым, по Чарскому поясу Восточного Казахстана — И. А. Ротаршем. Этим исследователям авторы выражают свою признательность.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ МЕТАБАЗИТОВ В ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ КООРДИНАТАХ

Метабазиты в породных ассоциациях

Совокупность рассматриваемых образований характеризуется большим разнообразием размеров и форм. Наиболее типичны вытянутые, пластообразные обособления амфиболитов, но встречаются также дайкообразные, линзовидные и изометричные тела. Протяженность их варьирует от первых десятков метров до нескольких километров, мощность — от сантиметров до 1—1,5 км. Весьма разнообразны также породные парагенезисы метаморфических комплексов, включающих амфиболиты. Эти парагенезисы обнаруживают явную зависимость и от возраста комплексов и от особенностей их локализации в складчатых системах.

Не претендуя на типизацию всей совокупности ассоциаций, включающих metabазиты, выделим два важных класса метаморфических комплексов. В одном из них наряду с доминирующими metabазитами, нередко представленными глаукофановыми сланцами и эклогитовыми амфиболитами, обычно присутствуют кварциты, графитсодержащие сланцы, гипербазиты и эклогиты. В фанерозойских складчатых областях это — зональные (полифациальные) комплексы умеренных и низких (<500° C) температур, но, как правило, высоких давлений. В пределах докембрийских щитов к ним относятся монофациальные комплексы умеренных температур и низких давлений. В работах У. Дж. Эрнста, Н. Л. Добрецова, В. С. Соболева и других геологов подобные комплексы обычно рассматриваются как образовавшиеся на месте эвгеосинклинальных

прогибов. Вместе с тем они являются наиболее ранними продуктами метаморфизма в каждом тектоно-магматическом цикле.

Второй класс метаморфических комплексов включает преимущественно пелито-псаммитовые и (или) карбонатные породы. Метабазиты присутствуют, как правило, в подчиненном количестве. Суммарная мощность этих комплексов почти всегда меньше, чем синхронных им существенно вулканогенных. Метаморфизм средних и высоких ($>700^{\circ}\text{C}$) температур сочетается с проявлениями гранитоидного магматизма. В метаморфических комплексах этого класса можно без труда узнать образования геоантиклинальных поднятий и миогеосинклинальных зон. Метаморфические комплексы двух названных классов в совокупности в основном исчерпывают известные проявления метаморфизма в складчатых областях, т. е. в палеозонах субдукции. Соответствующие этим комплексам преобразования пород обычно оказываются разобщенными во времени и пространстве [142].

Нетрудно увидеть несомненную согласованность между распределением тепловых потоков и давлений в поперечных сечениях зон субдукции и фациальной зональности метаморфизма. Эклогиты и глаукофановые сланцы образуются преимущественно на ранних стадиях развития островодужных систем в их фронтальных зонах, т. е. в областях максимального давления и низких температур, создаваемых погружением холодных литосферных плит. Высокотемпературные собственно амфиболитовые и гнейсовые комплексы фанерозоя и, вероятно, докембрия тяготеют к разогретым тылам островных дуг, т. е. к областям с умеренным и низким давлением.

Эта схема, с которой согласуются наши эмпирические данные о парагенезисах главнейших разновидностей пород в метаморфических комплексах, в той или иной мере повторяет построения У. Дж. Эрнста, А. Миясиры, Н. Л. Добрецова, В. С. Соболева и ряда других исследователей. В ней находит место «автоклавный механизм» Н. Л. Добрецова, хорошо объясняющий специфику условий формирования водонасыщенных глаукофановых сланцев. Этот механизм реализуется непосредственно выше зоны эклогитизации базальтов, доставляемых в мантию погружающейся плитой. Можно только выразить удивление, почему Н. Л. Добрецов, используя эту или близкую ей модель формирования глаукофансланцевых поясов в пределах Тихоокеанского обрамления, считает ее непригодной для объяснения возникновения аналогичных образований Урала и Алтае-Саянской области [30]. Его замечание о том, что процессы метаморфизма на Урале и в ему подобных внутриконтинентальных складчатых областях могли протекать по принципиально иной схеме, чем на Камчатке и в других регионах, примыкающих к океану, воспринимается как неожиданность. Казалось бы, логичнее принять во внимание те палеотектонические реконструкции, которые показывают, что в момент формирования глаукофановых сланцев Урала этот регион также был активной окраиной палеоконтинента.

Давно уже в работах А. Миясиры и де Ровера было подмечено, что глаукофансланцевые пояса имеют преимущественно молодой (мезозойский) возраст и полностью отсутствуют в архее. Эта закономерность объяснялась названными исследователями возрастанием мощности литосферных плит и эволюцией термического режима Земли. Повышенный разогрев коры и мантии в раннем докембрии исключал возникновение низкотемпературных минераль-

ных парагенезисов. К этому можно добавить, что прогрессивное охлаждение мантии Земли резко увеличивает ее вязкость и замедляет релаксацию сжимающих напряжений в зонах субдукции, т. е. способствует проявлению метаморфизма высоких давлений. По этим причинам мы не разделяем мнения Н. Л. Добрецова [30], полагающего, что отсутствие глаукофановых сланцев в раннем докембри объясняется просто их плохой сохранностью.

Отметим еще одну характерную деталь, проливающую свет на условия проявления глаукофанового метаморфизма. Судя по капитальной сводке Н. Л. Добрецова [30] и нашим данным, глаукофансланцевые пояса наиболее широко распространены в складчатых системах линейного типа и относительно редки в областях так называемого мозаичного строения. В геологической истории последних, как полагают А. В. Пейве и многие другие геологи [72 и др.], односторонние интенсивные сжатия не проявлялись или проявлялись локально, в то время как для протяженных структур они в достаточной мере обычны. Не случайно поэтому глаукофансланцевые толщи, получившие столь широкое развитие на Урале, ограничено распространены в каледонских и варисских структурах Казахстана и Алтае-Саян. Они известны в этих регионах главным образом в ассоциации с дорифейскими образованиями, для которых есть основание предполагать структурный план линейного типа.

В отличие от проявлений низкотемпературного метаморфизма высоких давлений, для эклогитов, образующихся в широком интервале температур [30, 66, 74 и др.], не установлено запретных зон на оси геологического времени. Их ассоциации с амфиболитами встречаются и в раннем архее, и в палеозое, и в мезозое. Наряду с этим наблюдается отчетливая положительная корреляция распространенности эклогитов в метаморфических комплексах с величиной $\delta = t_m - t_c$ — разностью между возрастом метаморфизма и средним возрастом складчатой системы ($r = +0,4$). Эта зависимость отражает давно уже подмеченную преимущественную локализацию эклогитов в пределах срединных массивов (Центральный Французский, Молданубикум, Кокчетавская глыба и др.). Для них (в отличие от щитов) обычны повышенные и высокие значения δ . Однако срединные массивы, по всей вероятности, не являются структурами, особо благоприятными для образования эклогитов. Просто в пределах срединных массивов и им подобных структур нередко с особой интенсивностью проявлены процессы активизации, которые способствовали массовому выводу на дневную поверхность этих бесспорных «вестников глубин».

Распространенность характерных минералов и термодинамические условия метаморфизма

Систематизация данных о распространенности некоторых характерных минералов метабазитов: ромбического и моноклинного пироксена, куммингтонита, глаукофана, граната и талька — в основном подтвердила закономерности, установленные в обобщающих работах по метаморфизму [24, 30, 66 и др.]. При этом выявилась слабая тенденция убывания количества ромбического пироксена в более молодых образованиях и весьма ощутимое увеличение встречаемости в них глаукофана. Распределение других минералов не зависит ни от воз-

ТАБЛИЦА 57

Общие парные коэффициенты корреляции между термодинамическими параметрами разновозрастных метаморфических комплексов

Параметры	p	T	Δp	ΔT
t	-0,2	+0,5	-0,4	-0,2
ΔT	+0,3	-0,4	+0,5	
Δp	+0,3	-0,3		
T	+0,2			

95%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,14$.

раста пород, ни от возраста последней складчатости, ни от времени проявления метаморфизма. Отмеченные особенности распределения ромбического пироксена и глаукофана, очевидно, отражают генеральный эволюционный тренд pT -условий метаморфизма, о котором уже шла речь ранее. Об этом же свидетельствует положительная корреляция между содержанием пироксена (ромбического и моноклинного) и интенсивностью гранитизации.

При систематизации данных о pT -условиях метаморфизма мы ориентировались преимущественно на оценки температуры и давления, имевшиеся в первоисточниках, вне зависимости от способа их получения (гомогенизация включений, изотопные соотношения, расчетные термодинамические диаграммы и т. п.). При отсутствии таких сведений интересующие нас параметры оценивались по минеральным парагенезисам или (как исключение) по наличию минералов-индикаторов [52]. Таким путем учитывались средние температуры и давление для метаморфического комплекса в целом (T и p) и, кроме того, разности между максимальными и минимальными значениями температуры и давления в полифациальных комплексах (ΔT и Δp). В монофациальных образованиях $\Delta T = 0$, $\Delta p = 0$.

Анализ корреляционных связей термодинамических параметров между собой и с возрастом метабазитов (табл. 57) приводит к следующим выводам. Наиболее древние метабазиты чаще оказываются метаморфизованными в условиях высоких температур и низких давлений. При этом среди древних метаморфических комплексов реже встречаются полибарические образования, что отражает общую тенденцию гомогенизации среды при более высоких температурах. Об этом же свидетельствует отрицательная связь температуры T с перепадом давления Δp . Сравнительно слабая коррелированность параметров T и p , по всей видимости, объясняется разобщенностью во времени и особенно в пространстве проявлений их экстремальных значений, что непосредственно вытекает из хорошо известных моделей процесса субдукции. Положительные корреляционные связи ΔT и Δp с p отражают различия в условиях возникновения моно- и полифациальных комплексов.

При систематизации петрохимических данных с самого начала возник вопрос о сходстве и различии составов пара- и ортоамфиболитов. Как известно, этому вопросу посвящена обширная литература. Судя по последним наиболее обстоятельным публикациям [82 и др.], систематические различия между пара- и ортопородами, как правило, оказываются эфемерными, хотя среди парапород в некоторых регионах чаще встречаются аномально высокие и аномально низкие концентрации ряда петрогенных компонентов. И дело, очевидно, не в трудностях диагностики этих образований. Причина, скорее всего, кроется в том, что исходным субстратом параамфиболитов практически всегда оказываются те же самые перемытые и переотложенные вулканиты. Наше обобщение, учитывающее исходные определения (названия) пород, подтверждает этот вывод (рис. 61). Весь дальнейший анализ изменчивости состава пород по этому проводился одновременно для всей совокупности объектов.

Рассмотрим эмпирические распределения петрохимических характеристик, осредненных для каждого из 195 учтенных проявлений амфиболитов и приведенных к фиксированному значению концентрации $\text{SiO}_2 = 50\%$, а также гистограмму средних содержаний кремнезема $(\text{SiO}_2)_\delta$ (рис. 62). Анализ этих данных показывает следующее.

$(\text{SiO}_2)_\delta$. Наибольшим распространением пользуются metabазиты, содержащие 48—50% SiO_2 . Повышенной кремнекислотностью ($> 55\% \text{SiO}_2$) отличаются породы ряда районов Канадского щита (провинция Греввилл и др.). Экстремально низкие концентрации этого окисла зафиксированы во многих районах Европы (Молданубикум, Баварское нагорье, Родопы и др.). Можно считать, что в этом отношении метаморфические породы повторяют региональную специфику исходного субстрата, которая в свою очередь отражает особенности строения глубин (см. главу V). Короче говоря, повышенная кремнекислотность metabазитов соответствует относительному дефициту мантийных масс, и наоборот, — меланократовость метаморфитов чаще проявляется в условиях более плотной верхней мантии. Кроме того, намечается слабая тенденция возрастания основности пород в более молодых метаморфических комплексах, что может быть следствием, с одной стороны, влияния широко проявленных в архее и протерозое процессов гранитизации, а с другой — заметного снижения кислотности пород в более молодых полифациальных комплексах (о чем можно судить по корреляции: $r_{\text{SiO}_2-\Delta p} = -0,3$).

TiO_2 . Дисперсия содержаний весьма существенная, однако резко преобладают значения 1—1,5%. Экстремально низкие содержания ($< 0,5\% \text{TiO}_2$) установлены в metabазальтах пояса Матсугадайра (Хонсю), серии Кивино, в амфиболитах бассейна р. Арвеш на Кавказе, в тремолит-актинолитовых сланцах гор Биг-Хорн (Северная Америка) и ряде других мест, причем обычно в ассоциации с гипербазитами. Повышенная концентрация титана ($> 2\% \text{TiO}_2$) отмечена в амфиболитах комплекса Шусваи, серии Греввилл на Канадском щите, покрова Боно (Сардиния), района Ютунхеймен (Скандинавия), в рутилоносных амфиболитах Уфалейского антиклинория на Урале, амфиболитах и эглогитовых амфиболитах группы Шобер в Альпах, metabазальтах группы Руфунза (Южная Африка), уймоиской свиты Горного Алтая, а экстремально высокая (до 4% TiO_2) — в амфиболитах серии Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров) и амфиболитовых эглогитах группы Волтри (Апеннины).

Al_2O_3 . Наиболее обычные значения 14—16%. Резко пониженные (< 10 —12%) содержания глинозема, как правило, встречаются в тех метаморфических комплексах, в составе которых присутствуют гипербазиты и продукты их метаморфизма. Таковы, в частности, амфиболиты Чарского пояса в Восточном Казахстане, меланократового фундамента Ганальского хребта на Камчатке, пояса Читалдург на Индийском щите, глаукофановые сланцы комплекса Мона (Британские острова). Повышенные ($> 17\%$) содержания глинозема установлены в амфиболитах каскамской свиты Кольского полуострова, максютювского комплекса Урала, серии Гармсния в Малых Карнатах, зоны Ивреа в Альпах, а также в глаукофановых сланцах хр. Сила Пиккола (Апеннины), массива Дора-Майра (Альпы) и в ряде других мест;

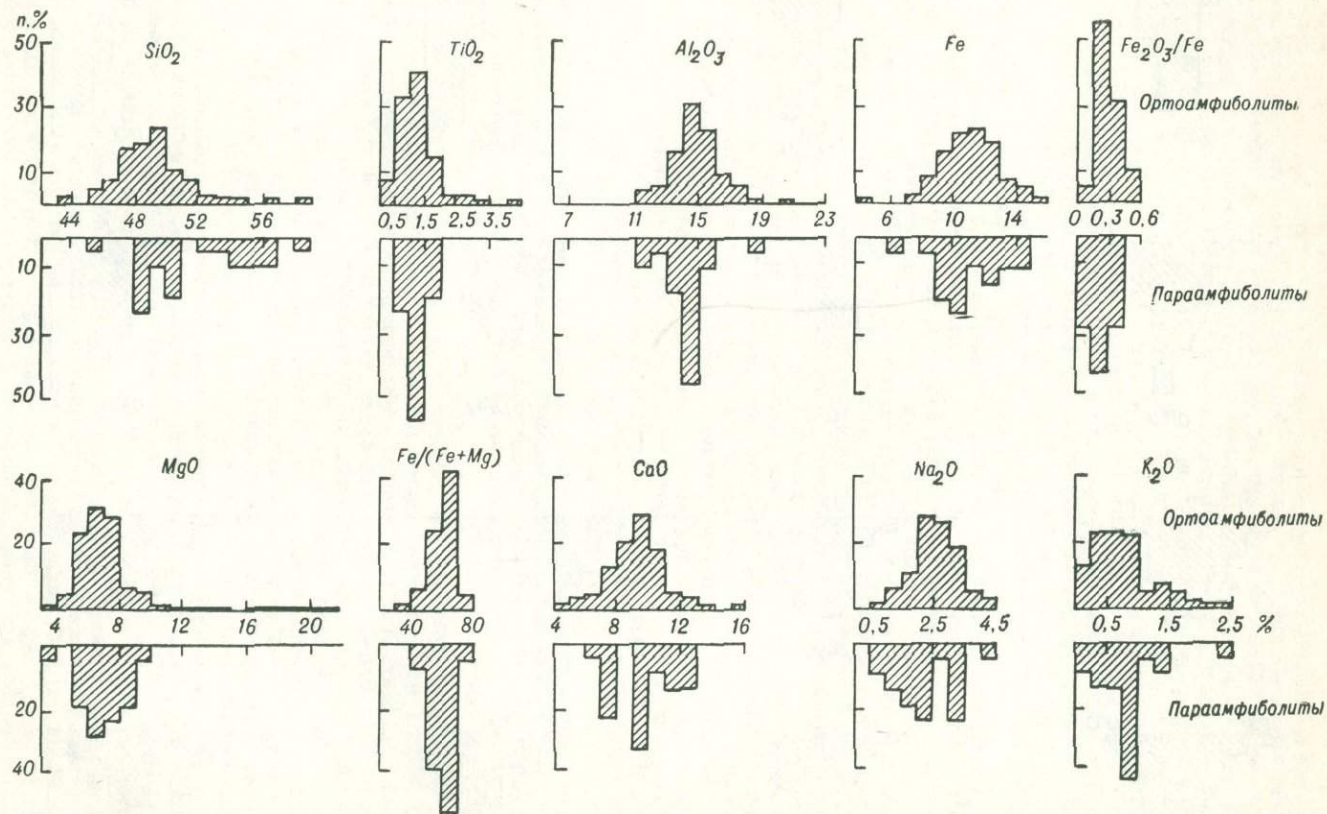


Рис. 61. Распределение петрохимических характеристик орто- и параамфиболитов.

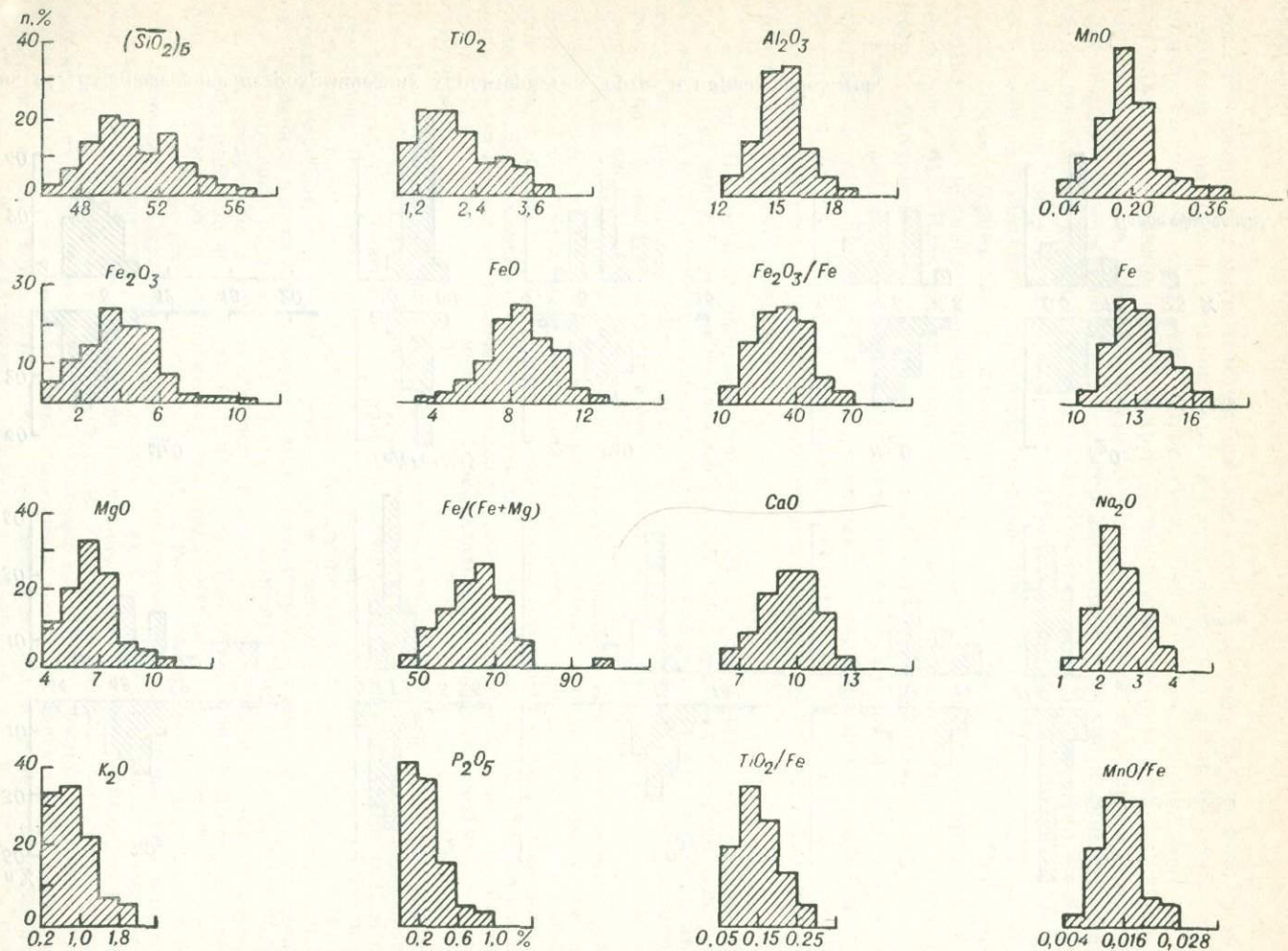


Рис. 62. Распределение петрохимических характеристик метабазитов.

особо высокие ($> 20\%$) содержания глинозема характерны для амфиболитов пояса Ашленд в Аппалачах и пояса Риоке (Хонсю).

Fe. Диапазон колебаний 9—16%, центр распределения 11,3%. Наблюдается несомненное систематическое снижение концентрации железа в более молодых метаморфитах ($r_{Fe-t} = +0,36$). Допустимо считать поэтому, что процессы метаморфизма не заглушают эту важнейшую эволюционную тенденцию, свойственную вулканическим породам. В соответствии с этим наиболее низкие ($< 8\%$) концентрации железа чаще встречаются среди фанерозойских образований. Таковы, в частности, амфиболиты поясов Ашленд и Хидака, доюрского фундамента бассейна р. Арвеш и др. Уменьшение концентрации железа регистрируется также в ассоциациях, включающих гипербазиты; примером могут служить комплексы Внутренних Динарид, серия Сент-Мари-о-Мин в Вогезах и др. Повышенная ($> 14\%$) концентрация железа свойственна архейским и протерозойским метабазитам: роговообманково-пироксеновым гранулитам Западной Бенгалии (Индийский щит), района Брокен-Хилл (Австралия), лебяжинской свиты кейвской серии Кольского полуострова, чупинской и лоухской свит Карелии, амфиболитам льюнского комплекса Шотландии, глаукофановым сланцам Макбалльского антиклинория Тянь-Шаня и др.

MnO. Концентрация окиси марганца варьирует в широких пределах, но преобладающая масса значений падает на интервал 0,15—0,25%. Повышенное ($0,3 < MnO < 1,0\%$) содержание отмечено в гранулитах Западной Бенгалии и амфиболитах Бхагалпура (Индостан), амфиболитах Мадагаскара, амфиболитовых эклогитах Тессинских Альп, глаукофановых сланцах гор Канто пояса Самбагава (Хонсю), а в глаукофановых сланцах пояса Юли (Тайвань) оно превышает 1%. Низкие ($< 0,15\%$) содержания этого окисла выявлены в федоровской свите иенгрской серии Алданского щита, бектурганской серии Улугтау, формации Такагуа каракасской группы Южной Америки, в «пестрой» серии и в амфиболитах гранулитовой серии Молданубикума и ряда других районов.

MgO. Концентрация варьирует в широких пределах: от 3 до 14%, однако преобладающая часть значений приходится на интервал 5—8%. Все экстремально высокие значения обусловлены метаморфизмом гипербазитов. Примером могут служить ассоциирующие с гипербазитами амфиболиты и глаукофановые сланцы Чарского пояса, амфиболиты Динарид, Молданубикума, зоны Ивреа в Альпах, пояса Читалдург Индийского щита, хр. Китаками на о. Хонсю. К образованиям с низким ($< 5\%$) содержанием магнезии относятся амфиболиты бассейна р. Парана, формации Ункондо в Южной Африке, серии Ребра-Барнар в горах Родна (Карпаты), активолитовые сланцы массива Западная Верила Планина на Балканах, глаукофановые сланцы группы Хааст (Новая Зеландия).

CaO. Преобладающая часть значений концентрации приходится на интервал 8—11%, центр распределения 9,5%. Наблюдается несомненная тенденция обогащения кальцием высокотемпературных метаморфических комплексов. Свидетельством этому служат положительные корреляции концентрации CaO с распространенностью в породах ромбического и особенно моноклинного пироксена ($r_{CaO-Py_{монокл}} = +0,26$) и отрицательные с распространенностью глаукофана ($r_{CaO-глаукофан} = -0,24$). Этой тенденции в какой-то мере подчинено и распределение экстремально высоких значений концентрации кальция. Пониженным ($< 7\%$) содержанием окиси кальция характеризуются породы многих глаукофансланцевых поясов: формация Хекла-Хуг на о. Шпицберген, азобский комплекс Зеравшанского хребта Тянь-Шаня, а также эклогитовые амфиболиты из Лепонтийских Альп, группы Волтри (Апеннины) и ряда других мест. Повышенным ($> 12\%$) содержанием отмечены амфиболиты о. Мадагаскар, Динарид, г. Жюмалэу в Восточных Карпатах, пояса Ашленд в Аппалачах и др.

Na₂O. Преобладающие значения ограничены интервалом 2—3,5%, центр распределения 2,6%. Выявилась отрицательная корреляционная связь содержания натрия с возрастом пород: $r_{Na_2O-t} = -0,27$ (а также с возрастом складчатых систем и временем метаморфизма), которая в значительной мере индуцирована повышенным содержанием натрия в зональных комплексах с высоким градиентом давления, широко распространенных только в фанерозое. На это указывают общие корреляционные связи $r_{Na_2O-\Delta p} = +0,29$; $r_{Na_2O-кумичитонит} = -0,32$ и частная связь $r_{Na_2O-t, \Delta p} = -0,15$. В соответствии с этим пониженное ($< 2\%$) содержание натрия мы обнаруживаем преимущественно в древних монофациальных комплексах, в частности в амфиболитах каскадской свиты Кольского полуострова, серии Гренвилл Адирондакских гор, зерендинской серии Кокчетавского массива, станового комплекса Алданского щита. Напротив, повышенные концентрации натрия ($> 3,5\%$) наблюдаются в породах зональных (полибарических) комплексов, таких как максювский на Урале

рупа Шобер в Альпах, комплексе хр. Сила Пиккола в Апенниннах, группа Дамбин из одноименного массива в Альпах, катармайская свита Зирабулак-Зиаэтдинских гор, вальшинская серия Сахалина и др. Таким образом, среди метабазитов наиболее близкими к «снителям» по содержанию натрия оказываются глаукофановые сланцы, образованные, вероятно, по этим породам. Что же касается пород зеленосланцевой фации, то в них содержание натрия близко к наблюдающемуся в их кайнотипных аналогах.

K_2O . Дает типичное для него (в изверженных и метаморфических породах) асимметричное, приближающееся к логнормальному распределение. Преобладающие значения приходятся на интервал 0,25—1,0%. Известная тенденция обогащения калием пород более молодого возраста [133] в данном случае практически не проявлена, поскольку, она, вероятно, оказалась нейтрализованной относительным обогащением этим компонентом архейских и протерозойских пород, нередко затронутых гранитизацией. Другая не менее хорошо известная тенденция поведения калия заключается в обеднении им пород, формировавшихся при повышенном давлении. Этим объясняется весьма низкое содержание калия во многих эклогитовых амфиболитах и других гранатсодержащих породах. К резкому снижению концентрации калия приводит также присутствие в метаморфическом комплексе реликтов альпийно-типовых гипербазитов. Наконец, можно говорить о региональных особенностях метаморфических комплексов, наследующих специализацию магматических проявлений. Примером может служить повышенная калиево-сть изверженных и метаморфических пород Тянь-Шаня.

С учетом отмеченного становится в основном понятным происхождение экстремальных уклонений в содержании калия. Пониженная ($< 0,25\%$) концентрация этого оксида зафиксирована в амфиболитах свиты Колмозеро-Воронья на Кольском полуострове, Хаутоваарской зоны в Карелии, ольховской серии (Байкал), федоровской свиты иенгроской серии Алданского щита, медвежинской свиты тепторгинской серии Патомского нагорья, в эклогитовых амфиболитах хребтов Хоралье и Саульпе (Альпы), формация Мерседес (Южная Америка) и в ряде других мест. Повышенная ($> 1,5\%$) концентрация калия установлена в амфиболитах района Яглеярви и Лугляярви Карелии, белоцерковской свиты росинско-тихичской серии Украинского щита, серии Яраба Западных Карпат, серии Мойн Шотландия, серии Сент-Мари-о-Мин (Вогезы), в глаукофановых сланцах Макбальского антиклинария Тянь-Шаня.

Fe_2O_3/Fe . Окисленность метабазитов варьирует в широких пределах, хотя подавляющее большинство определений этого параметра не выходит за пределы интервала 20—40%, центр распределения 30%. Наблюдается отчетливая корреляция окисленности железа с возрастом пород и временем метаморфизма ($r_{Fe_2O_3/Fe-t} = -0,41$), индуцированная в основном резким возрастанием этого параметра в породах глаукофансланцевых поясов, отсутствующих в архее и раннем протерозое. На это указывают также корреляции: $r_{Fe_2O_3/Fe-T} = -0,27$; $r_{Fe_2O_3/Fe-Dp} = +0,24$. Эти соотношения являются веским доводом в пользу представлений о формировании глаукофановых сланцев в условиях низких температур и высокого давления, а также в пользу модели автоклавного механизма Н. Л. Добрецова [30].

Примером высокоокисленных ($> 50\% Fe_2O_3/Fe$) могут служить породы формации Хекла-Хуг на о. Шпицберген, хр. Сила Пиккола в Апенниннах, уймонской свиты Горного Алтая, максютского комплекса Урала, Ганальского хребта Камчатки и других регионов. Весьма низкие значения окисленности железа ($< 10\%$) встречены в архейских комплексах Австралийского, Индийского и Канадского щитов. Этот факт заставляет вспомнить о том, что и другие породы этих «легких» щитов также выделяются отмеченной особенностью (см. главу VI).

$Fe/(Fe + Mg)$. Основная масса определений железистости пород заключена в интервале 50—80%. Подобно суммарному железу железистость обнаруживает тенденцию убывания в более молодых метаморфических комплексах, т. е. опять-таки следует за эволюцией состава исходного субстрата. Вместе с тем индивидуальные особенности комплексов в этом отношении почти полностью определяются концентрацией в породе магния ($r_{Fe/(Fe+Mg)-MgO} = -0,87$), а последняя, как мы знаем, зависит от присутствия среди метабазитов материала метаципербазитов. Примеры высокомагнезиальных и, следовательно, низкожелезистых комплексов были приведены выше. Кроме того, намечается увеличение железистости пород разновозрастных метаморфических комплексов в пределах Западной и Центральной Европы, что отражает выявленную ранее особенность состава исходных пород этой части континента (см. главу V).

Сейсмические разрезы и физические поля

Геофизическая характеристика глубинного строения ареалов и зон регионального метаморфизма основана на использовании преимущественно тех же показателей, что и характеристика вулканических и интрузивных ареалов. Источники исходных данных перечислены в главах II, V, VI, VIII. Особенности сейсмических разрезов представлены с помощью параметров H , $\Delta H/\Delta x$, \bar{v} , v_M . Средняя глубина границы Мохо и ее стандартное отклонение в пределах выборки равны 38 ± 8 км. Соответственно, для остальных трех параметров имеем:

$$\begin{array}{ccc} \Delta H/\Delta x & \bar{v}, \text{ км/с} & v_M, \text{ км/с} \\ 0,06 \pm 0,05 & 6,3 \pm 0,2 & 8,1 \pm 0,1 \end{array}$$

Взаимные соотношения между сейсмическими параметрами (табл. 58) лишь отчасти напоминают установленные для вулканических и интрузивных ареалов. Как обычно, рост мощности коры сопровождается увеличением скорости \bar{v} и v_M . Связь \bar{v} и H настолько очевидна ($r_{H-\bar{v}} = +0,5$), что дает основание рассматривать вариации средней скорости, приведенные к постоянной глубине границы Мохо (в таблице эта вспомогательная переменная обозначена $\Delta \bar{v}_H$).

ТАБЛИЦА 58

Общие парные коэффициенты корреляции между геофизическими параметрами в зонах регионального метаморфизма

Сейсмический разрез земной коры					Гравитационное поле			Электромагнитное и тепловое поле				
H	$\frac{\Delta H}{\Delta x}$	\bar{v}	$\Delta \bar{v}_H$	v_M	Δg_B	$\Delta g_{\Phi-K}$	G	Z_{st}	$\frac{\Delta Z_{st}}{\Delta x}$	q	$\frac{q}{q_H}$	
	+0,3	+0,5	0,0	+0,3	-0,5	-0,3	-0,4	+0,4	-0,1	0,0	0,0	H
		0,0	0,0	0,0	0,0	+0,3	+0,3	0,0	0,0	+0,3	-0,2	$\Delta H/\Delta x$
			+0,7	+0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	+0,2	-0,3	-0,1	v
				+0,1	+0,5	+0,3	+0,4	-0,3	+0,3	-0,2	-0,2	$\Delta \bar{v}_H$
					0,0	-0,3	-0,1	+0,1	0,0	-0,2	-0,1	v_M
						+0,4	+0,4	-0,4	+0,3	-0,3	-0,4	Δg_B
							+0,8	-0,4	+0,5	+0,3	0,0	$\Delta g_{\Phi-K}$
								-0,5	+0,4	+0,3	0,0	G
									-0,5	+0,1	+0,2	Z_{st}
										-0,1	0,0	$\Delta Z_{st}/\Delta x$
											+0,4	q

90%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,1$.

Положительная связь H и $\Delta H/\Delta x$ резко выделяет ареалы регионального метаморфизма среди других образований, анализируемых во второй части книги (см. главы V и VIII). Это соотношение отчасти индуцировано тем, что среди разновозрастных метаморфических поясов относительно много таких, которые располагаются в пределах кристаллических щитов и включают древние метабазиты. Выше было показано, что подобные регионы обычно отличаются относительно мощной корой с выровненной нижней границей. Мощность коры в ареалах регионального метаморфизма также растет по мере увеличения возраста пород $t_{\text{п}}$ и интервала времени $t_{\text{м}} - t_{\text{с}}$ между возрастом метаморфизма и складчатой системы. Связи $\Delta H/\Delta x$ с $t_{\text{п}}$ и $t_{\text{м}} - t_{\text{с}}$ одинаковы по силе, но противоположны по знаку: $r_{\Delta H/\Delta x - t_{\text{п}}} = -0,3$; $r_{\Delta H/\Delta x - (t_{\text{м}} - t_{\text{с}})} = +0,3$.

Индикатор аномальных масс в литосфере ($\Delta g_{\text{Б}}$) в отличие от индикатора плотностной неоднородности мантии (G) имеет значительно больший диапазон вариаций. Среднее значение и стандартное отклонение $\Delta g_{\text{Б}}$ равны $-36 \pm \pm 78$ мгал; для G эти статистики соответственно равны $+3 \pm 19$ м. Связи гравитационных и сейсмических параметров напоминают установленные для других выборок. Мощной коре соответствует дефицит масс в широком диапазоне глубин. Деформированность границы Мохо находится в прямой статистической связи с избытком глубинных масс. Для характеристики последних наряду с гравитационным потенциалом использованы осредненные аномалии $\Delta g_{\text{Ф-К}}$. Последние достаточно тесно коррелированы с G и гораздо слабее с $\Delta g_{\text{Б}}$.

Обращает на себя внимание хорошая согласованность изменений средней скорости продольных волн в коре и гравитационных индикаторов масс, что достигается при элиминации эффекта переменной мощности коры (по сути дела, при этом исключается также эффект переменного давления):

	$\Delta g_{\text{Б}}$	$\Delta g_{\text{Ф-К}}$	G
\bar{v}	0,0	0,0	0,0
\bar{v}_H	+0,5	+0,3	+0,4

Тепловой поток в верхней части литосферы (q) и показатель глубинного разогрева мантийных масс (Z_{st}) имеют умеренные и в ряде случаев слабые связи с другими переменными. Величина Z_{st} отрицательно коррелирована со всеми гравитационными индикаторами аномальных масс. Что касается теплового потока, то он повышен в зонах с избытком глубинных масс и их дефицитом на умеренной глубине. С учетом большого возрастного диапазона метабазитов введен вспомогательный параметр $q/q_{\text{н}}$, который выражает тепловой поток в долях нормального для геологических образований данного возраста. Способ определения $q/q_{\text{н}}$ подробно описан ниже при сопоставлении геофизических и минералогических индикаторов термических условий. Положительная корреляция $q/q_{\text{н}}$ и Z_{st} дает основание предполагать, что в регионах со значительным глубинным разогревом тепловой поток в верхней части литосферы геологического прошлого и (или) настоящего либо несколько выше нормального, либо умеренный, т. е. избыточный разогрев мантии содействовал замедленному остыванию земной коры.

Характеристики возраста имеют тесные статистические связи с геофизическими параметрами (табл. 59), отчасти повторяя корреляции, установленные на других геологических объектах. Хотя с увеличением возраста пород и склад-

Общие парные коэффициенты корреляции между характеристиками возраста зон регионального метаморфизма и геофизическими параметрами глубин

Характеристики возраста	H	$\frac{\Delta H}{\Delta x}$	$\bar{\Delta v}_H$	v_M	Δg_B	G	G_Z	Z_{st}	$\frac{\Delta Z_{st}}{\Delta x}$	q	$\frac{q}{q_H}$
t_H	+0,3	-0,3	-0,1	+0,2	-0,3	-0,3	-0,2	+ ,1	0,0	-0,2	+0,5
t_C	+0,1	-0,4	+0,1	+0,3	0,0	-0,4	-0,4	0,0	0,0	-0,6	0,0
$t_M - t_C$	+0,2	+0,3	-0,2	0,0	-0,3	0,0	+0,4	+0,2	0,0	+0,5	+0,3

частоты тепловой поток уменьшается, его относительное значение q/q_H оказывается несколько больше для древних образований. Блоки древних метаморфических пород в молодых складчатых областях отличаются повышенной плотностью глубинных масс: $r_{(t_M-t_C)-G} = +0,4$.

Параметры, характеризующие pT -условия метаморфизма, не имеют прямых сильных связей с геофизическими показателями глубинного строения. Исключение составляет нормализованное (относительное) значение теплового потока, которое отчетливо коррелировано с температурой метаморфизма: $r_{q/q_H-T} = +0,5$. Целесообразно отметить, что рост средней температуры T содействует выравниванию рельефа границы Мохо, тогда как контраст давлений Δp приводит к противоположному эффекту.

Влияние метаморфизма на структуру связей геофизических характеристик

Сопоставление геофизических характеристик двух групп ареалов, в пределах которых развиты соответственно нормальные вулканы (базальтоиды) и мета-базиты, позволяет в принципе оценить влияние процессов метаморфизма как на вариации отдельных геофизических показателей, так и на их совместные изменения. Ниже приведены результаты такого сравнительного анализа. Прежде чем остановиться на них, необходимо отметить, что эффект метаморфизма рассматривается не в чистом виде, а лишь совместно с влиянием тех сопутствующих геологических процессов, в результате которых метаморфические образования оказались выведенными на дневную поверхность и стали доступными для изучения. Очевидно, что условия, содействующие экспозиции метавулканитов, проявляются лишь для некоторой части метаморфических пород.

Сравнение средних значений характеристик и стандартных отклонений по выборкам выявляет значительное сходство между ними. Наряду с этим многие элементы соответствующих корреляционных матриц указывают на отчетливо выраженные различия (табл. 60) в абсолютных значениях показателей связи (в таблице сохранены только надежно установленные результаты). Более сильные корреляционные связи характерны для вулкаников. В соответствии с этим почти все стрелки в табл. 60, указывающие направление роста силы связи, обращены влево — к вулканикам. Ослабление связей переменных в совокупности ареалов регионального метаморфизма означает, что

Сопоставление корреляционных связей геофизических параметров в зонах развития инициальных вулканитов и метабазитов

Возраст t	Параметры сейсмического разреза				Индикаторы аномальных масс		Индикаторы термического режима		
	H	$\frac{\Delta H}{\Delta x}$	\bar{v}	v_M	Δg_B	G	Z_{st}	q	
	+	-	+	+	-	-	+	-	t_n t_c
	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \quad M \\ \leftarrow \end{matrix}$				$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \quad M \\ \leftarrow \end{matrix}$	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \quad M \\ \leftarrow \end{matrix}$	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	
		+	+	+	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	H
			$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$		$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \rightarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$		$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	$\Delta H/\Delta x$
				$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$		$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	-	\bar{v}
					-	-	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \rightarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	v_M
						+	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \rightarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	Δg_B
							$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	G
							$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	$\begin{matrix} \leftarrow \\ B \leftarrow M \\ \leftarrow \end{matrix}$	Z_{st}

Примечание. Показаны различия ρ , значимые с вероятностью не менее 0,95; направление стрелки соответствует росту $|r|$. Символы «+» и «-» — знаки коэффициентов корреляции, обычно общие для групп ареалов инициальных вулканитов (В) и метабазитов (М).

и процессы метаморфизма, и сопутствующие им тектонические движения, которые обеспечили экспозицию метабазитов, выступают подобно гранитизации (см. табл. 52) в роли фактора, вмешивающегося в «нормальный ход вещей». Так, в ареалах регионального метаморфизма (для которых отдельно дана оценка возраста пород и возраста складчатых систем) с течением времени менее отчетливо возрастает мощность земной коры, с большими отклонениями от общей тенденции изменяется глубинный разогрев и уменьшается избыток мантийных масс, менее отчетливо слабеет поверхностный тепловой поток. Характеристика земной коры здесь отличается большим разнообразием, поэтому увеличение глубины границы Мохо не сопровождается строго согласованным изменением показателей гравитационного поля.

Одно из немногих исключений относится к корреляции параметра $\Delta H/\Delta x$ с аномальным гравитационным потенциалом G : соотношение между избытком глубинных масс и деформированностью границы раздела кора — мантия сильнее проявлено в ареалах регионального метаморфизма. Возможно, это объясняется (хотя бы отчасти) более широким временным интервалом, который

характерен для выборки метабазитов. Весьма примечательно, что наибольшее число значимых различий в связях касается индикаторов глубинного и поверхностного разогрева масс. Заслуживает внимания положительная корреляция переменных q и Z_{st} , установленная для выборки ареалов регионального метаморфизма, тогда как для вулканических и интрузивных ареалов типично сочетание глубинного разогрева с остыванием верхней части литосферы.

Данные табл. 60 подтверждают представление о том, что ареалы метабазитов чаще располагаются в тех мантийно-коровых блоках, для которых характерны избыточные термические воздействия в широком интервале глубин, значительные перестройки структуры коры и вертикальные перемещения, обеспечивающие экспозицию глубинных пород.

Минералогическая и геофизическая индикация термических условий

Для сравнительной характеристики термических условий в верхней части литосферы разновозрастных зон регионального метаморфизма использованы два геофизических показателя: плотность теплового потока q и ее отношение к нормальному для данного возраста значению q/q_n . Источники фактических данных преимущественно те же самые, которые учитывались выше (главы II, V и VIII). Основное значение для территории СССР имеют обобщающие работы Е. А. Любимовой, Р. И. Кутаса и др. [93]; сведения по зарубежным территориям получены из сводок В. Х. К. Ли, Р. П. Херцена, М. Г. Лангсета (мл.), Д. С. Чапмана, Х. Н. Поллака, а также из многочисленных других публикаций [127, 147, 176 и др.].

В связи с использованием параметра q/q_n заслуживает более подробного обсуждения оценка величины q_n . Хорошо известна общая закономерность, в соответствии с которой тепловой поток убывает по мере увеличения возраста сопоставляемых геологических образований [147 и др.]. (Возможное уточнение общей закономерности для фиксированного класса объектов, предлагаемое рядом исследователей, сводится к тому, что экстремальные значения q отвечают не современному моменту геологической истории, а приблизительно палеогену.) Мы обратились к работе Р. К. Вермы, В. М. Хамзы и П. К. Панды [221], в которой приведена эмпирически установленная зависимость теплового потока от возраста кристаллического фундамента континентов t_ϕ (млн. лет). Аналитическое выражение «нормального» теплового потока имеет вид

$$q_n(t_\phi) = 2 \exp(-4,3 \cdot 10^{-4} t_\phi).$$

Интервал геологического времени, отвечающий этой эмпирической зависимости, не превышает 2,5 млрд. лет.

При обращении к указанной функции учитываем, что совокупность ареалов регионального метаморфизма есть подмножество множества геологических объектов, объединяемых понятием «фундамент». Разнообразные метабазиты как продукты преимущественно ранних фаз эвгеосинклиналичного вулканизма являются типичными образованиями, включенными в структуру складчатого (кристаллического) фундамента. Разумеется, возникает вопрос, насколько правомерно сопоставлять возраст пород t_n с возрастом фундамента t_ϕ , который

учитывается в рассматриваемой формуле. В общем случае $t_n \geq t_\phi$; если отнести значение t_ϕ к середине соответствующего тектоно-магматического цикла, то величину $t_n - t_\phi$ можно оценить как равную приблизительно половине продолжительности цикла или его меньшей части. В областях полициклического развития возраст последней складчатости t_c может быть гораздо меньше возраста пород.

Таким образом, $q_n(t_n)$ меньше, чем $q_n(t_\phi)$, примерно в $\exp [4,3 \cdot 10^{-4} (t_n - t_\phi)]$ раз. Постоянный или приблизительно постоянный множитель при q/q_n изменяет численные значения этой величины, но не может существенно изменить ее корреляцию с другими переменными. При значительном увеличении продолжительности циклов с ростом t можно ожидать некоторого участия этого эффекта в оценках коэффициентов корреляции. Использование наряду с параметром q величины q/q_n открывает дополнительные возможности. Во-первых, таким путем обеспечивается лучшая сопоставимость минералогических и геофизических характеристик теплового поля, которые как бы сближаются во времени друг с другом. Во-вторых, выявляется специфика зон регионального метаморфизма в сравнении с более широким классом геологических объектов, которые учтены при определении зависимости $q_n(t)$.

Приведем эмпирические данные о возрасте метаморфических комплексов и тепловом потоке в соответствующих блоках земной коры (рис. 63). Для сравнения дана генерализованная (для разнотипных геологических объектов) зависимость $q_n(t)$. Экстраполяция для больших значений t осуществлена с помощью аналитического выражения $q_n(t_\phi)$. Как видно, эмпирические оценки q существенно уменьшаются с ростом $t = t_n$, однако этот спад в целом менее резкий, чем описываемый функцией $q_n(t)$. На рисунке приведена также линия регрессии q на t , полученная нами при эмпирической обработке данных по совокупности ареалов вулканизма эвгеосинклинальных зон. Как видно, последнее соотношение лучше согласуется с зависимостью, которая обоснована в работе [221]. Оценки коэффициентов корреляции для нескольких групп объектов, а именно, ареалов эвгеосинклинальных вулканитов (в), гранитоидов (г) и метабазитов (м), значительно отличаются друг от друга:

$$|r_{(q-t_n)_в}| = 0,61 > |r_{(q-t_n)_г}| = 0,37 > |r_{(q-t_n)_м}| = 0,22.$$

То обстоятельство, что минимальное значение r получено именно для метаморфических комплексов, может указывать на существенное нарушение процесса остывания литосферы после формирования вулканических пород, которые в дальнейшем оказались включенными в виде метабазитов в структуру складчатых областей. Геологические данные по многим зонам регионального метаморфизма прямо подтверждают это, поскольку возраст метаморфизма и особенно возраст последней складчатости нередко существенно меньше, чем возраст пород. По этой причине корреляция q с t_c значительно сильнее:

$$|r_{(q-t_c)_м}| = |-0,59| > |r_{(q-t_n)_м}| = |-0,22|.$$

Приращение теплового потока, обязанные геологическим процессам, которые имели место после формирования метабазитов, сравнительно мало влияют на отношение q/q_n при больших значениях q_n и более сильно — при малых q_n , т. е. в случаях, когда рассматриваются древние метаморфические

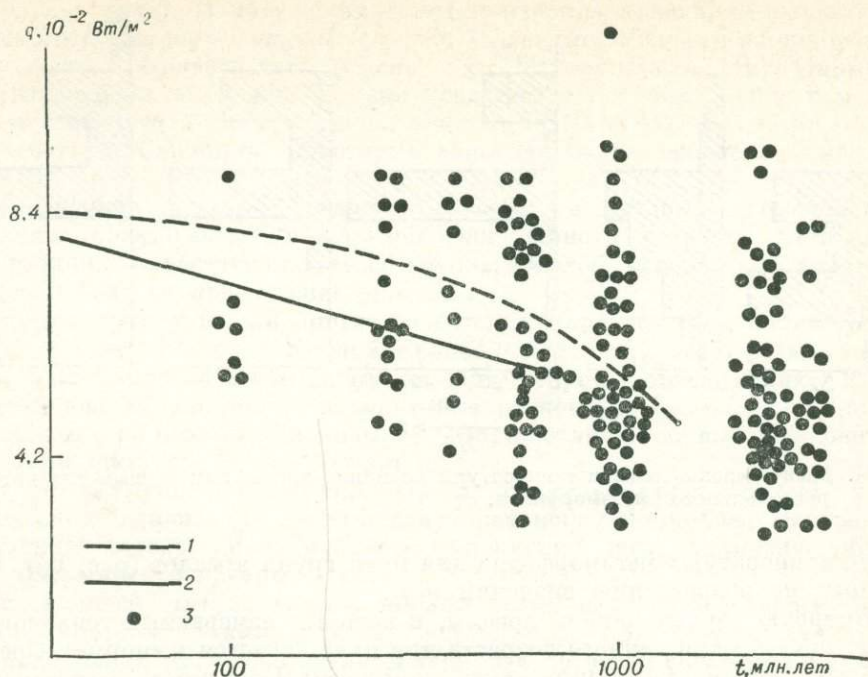


Рис. 63. Изменение плотности теплового потока в зависимости от возраста геологических образований.

1 — генерализованная оценка [221]; 2 — регрессия для совокупности ареалов эвгеосинклинальных вулканитов неогена (см. главу V); 3 — данные по ареалам метабазитов.

комплексы. Учитывая, что вероятность этих процессов в свою очередь связана с продолжительностью временного интервала, приходится считать неизбежным некоторый рост отношения q/q_n при переходе от молодых образований к древним. Этот эффект был бы полностью исключен, если бы усредненная зависимость $q_n(t_n)$ определялась нами непосредственно по выборке, включающей рассматриваемые ареалы метабазитов. Выше отмечено, что мы шли другим путем. В пользу принятого подхода к определению отношения q/q_n говорит то обстоятельство, что его значения коррелированы ($r = +0,5$) с оценками средней температуры T формирования метаморфических комплексов. Оценка T в свою очередь положительно коррелирована с возрастом пород t_n , что индуцирует соответствующую корреляцию q/q_n с t_n . При учете нормального изменения $q_n(t)$ с помощью выборки, включающей только ареалы метабазитов, была бы потеряна та компонента связи q/q_n и T , которая отражается в корреляции T и t_n .

Упомянутая выше оценка $r_{q/q_n-T} = +0,5$ показывает, что в областях распространения древних комплексов метавулканитов, метаморфизм которых проходил при высоких температурах, в дальнейшем чаще проявлялись процессы разогрева, определившие повышенный уровень современного теплового потока q и, следовательно, большие значения отношения q/q_n . Рассмотрим гистограммы

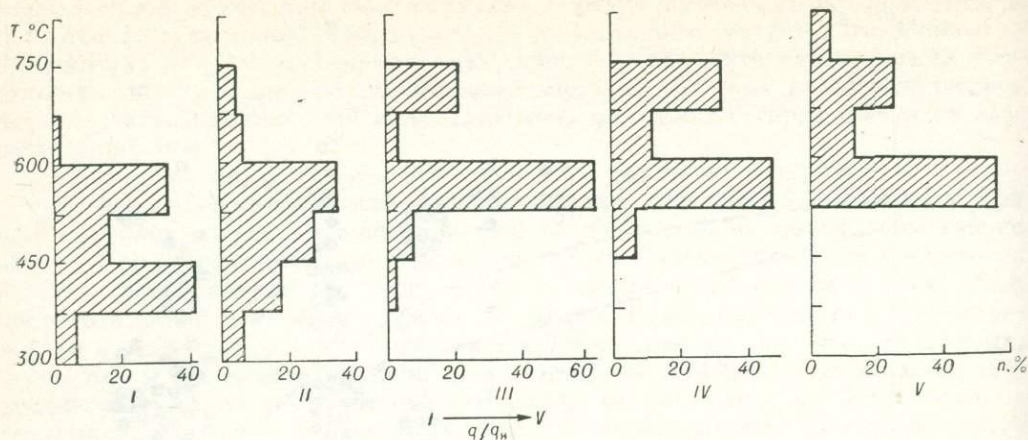


Рис. 64. Распределения оценок температуры по минералогическим данным для пяти групп ареалов регионального метаморфизма.

средней температуры метаморфизма для пяти групп ареалов (рис. 64), ранжированных по возрастанию значений q/q_n .

В первую группу попали ареалы, в которых измеренный тепловой поток меньше «нормы» для данного возраста или приближается к «норме». Среди них находятся древние метаморфические комплексы Кольского полуострова (Печенга, Кейвы), Карелии (Чушино-Лоухская зона, Хаутаваара, Лугларви, Жукасозеро), Украинского кристаллического щита (Конкско-Белозерская и Чертомлыкско-Верховцевская зоны), Енисейского кряжа. Палеозойские складчатые области Евразии и Северной Америки представляют в первой группе Уфалейский антиклинорий Урала, Чарский пояс и Чингиз-Тарбагатайский антиклинорий Казахстана, Аппалачи, некоторые районы Западной Норвегии, Шотландии, Ирландии. В эту же группу попадает большое число ареалов из молодых складчатых зон, особенно из обрамления Тихого океана. К числу последних относятся Сахалин (Сусунайский хребет), Японские острова (пояса Хидака, Самбагава, ареалы горного плато Абакума), Тайвань (пояс Юли), о. Южный Новой Зеландии (группы Каплес, Хааст), Корякско-Камчатская область (Пенжинский хребет), Запад Северной Америки (Францискан), о. Яп и др. Ареалы метабазитов в западной и центральных частях Евразии представляют Калабрийские горы, Западная Верила Платина, Зирабулак-Зизэтдинские горы, хр. Нуратау (иттуньсайская свита), Зеравшанский хребет (анзобский комплекс) и др.

Для второй группы ареалов характерен тепловой поток, который равен «нормальному» или превышает его на первые десятки процентов. С учетом отмеченной выше возможности получения смещенных оценок q_n можно полагать, что эта группа ареалов близка к нормальным условиям. Не случайно в эту группу попадает большое число зон регионального метаморфизма в пределах Канадского, Австралийского, Индийского, Трансваальского, Антарктического и Гренландского щитов, ареалы Украинского щита (Западное Приазовье, Саксаган-Ингулецкая зона) и его погребенных склонов (Белорусский

выступ фундамента), Воронежский кристаллический массив, отдельные зоны Балтийского щита, палеозоиды Норвегии, Ирландии, Уэльса, а из разновозрастных зон Азии — Кокчетавский массив и хр. Улутау (Казахстан), Нарымский хребет (Южный Алтай) и др. Широко представлены в этой группе и молодые складчатые области: Альпы, Кавказ, Восточные Карпаты, Камчатка (Ганальский хребет), о. Сардиния, некоторые зоны Японских островов (пояс Риоке и др.).

Последующие группы объединяют ареалы, в которых тепловой поток существенно превышает «нормальный» для данного возраста метабазитов, причем различие нарастает от третьей группы к пятой, для которой характерно более чем 2-кратное превышение «нормы».

В третью группу вошли многие из учтенных ареалов регионального метаморфизма в Центральной и Южной Европе (Оденвальд, Оберпфальц, Вогезы, Бельдонский массив, Родоны). Другие части Евразии представляют Южный Урал (тараташский комплекс) и некоторые разновозрастные ареалы, для которых оценки q по разным причинам, видимо, не отличаются высокой точностью (Анабарский щит, хр. Банди-Баян и др.).

Четвертая группа объединяет области, известные проявлениями тектономагматической активизации. Сюда входят Британская Колумбия, Центральный Французский массив, Молданубикум, Алданский щит, Становая область, Витимо-Олекминское нагорье и др.

В последнюю, пятую, группу попали преимущественно те зоны распространения древних метаморфических комплексов, для которых характерен в настоящее время резко повышенный тепловой поток. В сочетании с большим возрастом пород (малой величиной q_n) это приводит к экстремально высоким значениям q/q_n . В этой группе находятся районы озера Байкал и Прибайкалья (о. Ольхон, хр. Хамар-Дабан и др.), Южный Тянь-Шань, Памир, некоторые зоны североамериканских Скалистых гор (Биг-Хорн и др.), Юго-Восточная Австралия.

Распределения оценок T показывают тенденцию согласованного изменения геофизических и минералогических индикаторов термических условий. С учетом отмеченной ранее специфики корреляционных связей между различными геофизическими параметрами теплового поля в глубинных зонах мантии и в верхней части литосферы (Z_{st} , q , q/q_n) необходимо признать возможность проявления на разных этапах геологической истории своего рода региональной термической унаследованности.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАБАЗИТОВ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГЛУБИН КАК СЛЕДСТВИЕ ДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА В ЗОНАХ КОНВЕРГЕНЦИИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Рассмотрение бинарных соотношений между разнообразными характеристиками метаморфических комплексов дополним теперь анализом всей системы связей, воспользовавшись для этого аппаратом факторного анализа — методом главных компонент (табл. 61).

Первый фактор синтезирует доминирующие связи между переменными, которые выявились и при анализе общих парных коэффициентов корреляции.

Результаты факторного анализа характеристик метаморфических комплексов

Фактор	Вес, %	Общая характеристика комплексов						Петрохимическая характеристика метабазитов				
		<i>t</i>	δ	<i>p</i>	<i>T</i>	Δp	ΔT	TiO ₂	Fe	MgO	Na ₂ O	K ₂ O
<i>F</i> ₁	17	++			++	-	-				-	
<i>F</i> ₂	14		++			+	+					
<i>F</i> ₃	11			+	+		+		+			
<i>F</i> ₄	9		-	+		+		+	+	-	+	
<i>F</i> ₅	8							-		+	--	-
<i>F</i> ₆	7											++

Фактор	Вес, %	Геофизическая характеристика глубин								Интерпретация	
		Параметры сейсмического разреза			Индикаторы аномальных масс		Индикаторы термического режима				
		<i>H</i>	v_M	$\Delta H/\Delta x$	Δg_B	<i>G</i>	<i>Z</i> _{st}	$\frac{\Delta Z_{st}}{\Delta x}$	<i>q</i>		$\frac{q}{q_H}$
<i>F</i> ₁	17	+		-	--	--	+			++	Общий эволюционный тренд Тектоническая активизация регионов Интенсивность процесса субдукции во время формирования вулканогенных толщ и их метаморфизма Эволюция условий выплавления базальтов и их последующего метаморфизма в пределах тектоно-магматического цикла Контаминация метабазитов продуктами метаморфизма гипербазитов Взаимодействие базитов и продуктов их метаморфизма с вмещающей средой, включая влияние процессов гранитизации
<i>F</i> ₂	14	+		+	-		+		++		
<i>F</i> ₃	11	-				+	-	++		+	
<i>F</i> ₄	9					-			-		
<i>F</i> ₅	8	+					-			-	
<i>F</i> ₆	7	+	+								

Примечание. Знаки «+» и «-» соответствуют факторным нагрузкам *a*, у которых $0,4 \leq |a| < 0,6$; знаки «++» и «--» — $|a| > 0,6$.

Интерпретация его не вызывает сомнения: это — проявление хорошо знакомой нам глобальной эволюционной тенденции. Она заключается в том, что более древние преимущественно монофациальные комплексы чаще характеризуются высокотемпературным метаморфизмом. Породы этих комплексов отличаются в целом пониженным содержанием натрия, а земная кора в соответствующих ареалах имеет в среднем увеличенную мощность при более пологой нижней границе. Несколько повышенный глубинный разогрев (Z_{st}) сочетается с дефицитом глубинных (G) и близповерхностных (Δg_B) масс. В связи с тем, что для данного класса геологических объектов характерно относительно широкое проявление процессов тектоно-магматической активизации (тенденция убывания теплового потока с увеличением возраста кристаллических пород становится слабее), переменная q не вошла в первый фактор с существенной нагрузкой. По этой же причине, а также из-за систематических различий возраста пород и возраста их метаморфизма более древние метаморфические комплексы выделяются на фоне общепланетарного уровня [221] повышенными значениями q/q_n .

Таким образом, в данном случае мы наблюдаем проявление наиболее общей эволюционной тенденции развития коры и мантии материков, которая отражается преимущественно на смене во времени типов метаморфизма: от порождающих весьма гомогенные высокотемпературные метаморфические комплексы к обуславливающим сложно построенные полифациальные образования умеренных и низких температур с признаками высоких градиентов давления.

Ключом к пониманию смысла второго фактора служит особо высокая нагрузка на характеристику δ . Повышенными ее значениями обычно выделяются метаморфические комплексы срединных массивов, изолированных выступов кристаллического фундамента в относительно молодых складчатых областях и тому подобные образования. Соответствующие регионы часто отличаются повышенной мощностью земной коры, значительными неровностями поверхности Мохо, отрицательными гравитационными аномалиями в редукции Буге, повышенным разогревом глубин и высоким тепловым потоком. Как отмечалось ранее, в пределах древних блоков, некоторых срединных массивов и им подобных структур чаще обычного встречаются комплексы, в составе которых присутствуют эклогиты. К ним относятся выделяющиеся высокими положительными значениями второго фактора многие комплексы в пределах Альп, Тянь-Шаня и других молодых (омоложенных) горных областей. Большие отрицательные значения этого фактора приходится на метаморфические комплексы докембрийских щитов: Балтийского, Канадского, Австралийского и других. Можно считать, таким образом, что второй фактор отражает эффект тектоно-магматической активизации древних структур, сопровождаемой перестройкой глубинной структуры регионов и выводом на дневную поверхность эклогитсодержащих метаморфических комплексов.

Третий фактор включает с существенными нагрузками одновременно характеристики условий метаморфизма, состава пород и строения глубин. Соотношение геофизических параметров, известное нам из результатов анализа данных по современным островным дугам (глава II), указывает на вариации интенсивности процесса субдукции. Энергичное погружение холодной океанической плиты ведет к локальному снижению температуры верхней мантии (Z_{st}) и, следовательно, к резкому возрастанию ее термической неоднородности

($\Delta Z_{st}/\Delta x$), а также к накоплению избыточных мантийных масс (G). При этом, как было показано ранее (глава III), в условиях повышенного давления в зоне магнообразования идет выплавление базальтов, обогащенных железом. Учитывая известную инерционность режима субдукции, а также общую пространственно-временную сопряженность магматических и метаморфических процессов, резонно допустить, что термодинамические условия метаморфизма могут быть коррелированными с условиями формирования исходного субстрата. Как показывают нагрузки на переменные p , T и ΔT , более интенсивной субдукции соответствует более интенсивный метаморфизм, протекающий либо вскоре после накопления вулканогенных толщ, либо одновременно с вулканоплутонической деятельностью, но на другом диапазоне глубин.

Судя по распределению значений третьего фактора, к числу объектов, формировавшихся в условиях особо интенсивного взаимодействия литосферных плит, относятся орденский комплекс Галисии, комплекс Фискеннес в Гренландии, чупинская и лоухская свиты Карелии, гранулитовая формация и «пестрая» серия Молданубикума, комплекс плато Абакума на о. Хонсю и др. Среди образований вяло протекавшей субдукции можно назвать метабазиты серии Кивино, пояса Абитибиды, района Миннесоты, итунусайской свиты хр. Нуратау, анзобский комплекс Зеравшанского хребта, катармайскую свиту Зирабулак-Зиаэтдинских гор, варазский комплекс хр. Банди-Баян в Гиндукуше, уймонскую свиту Горного Алтая и др.

В структуре четвертого фактора, как и предыдущего, находим представителей всех трех групп переменных; при этом сочетание петрохимических характеристик, по существу, повторяет уже отмеченное при факторном анализе данных по эвгеосинклинальным вулканитам (глава V, табл. 39, фактор F_3). Тогда было показано, что подобные изменения химизма пород отвечают эволюции условий выплавления базальтов в пределах единого тектоно-магматического цикла. Наиболее ранние проявления базальтоидного вулканизма обычно отличаются повышенным содержанием железа и сопутствующего ему титана, а также натрия; концентрация тугоплавкого компонента — магния понижена. Теперь мы видим, что именно эти ранние мантийные выплавки чаще, чем более поздние, подвергаются метаморфизму высокого давления с формированием зональных комплексов. Этим соотношениям не противоречит указание на слабый разогрев среды и отсутствие значительных избыточных масс в мантии. Тем не менее не исключено, что вхождение в рассматриваемый фактор этих переменных (Δp , q , G) обусловлено (по крайней мере отчасти) влиянием последующей тектоно-магматической активности. Об этом свидетельствует их сочетание с характеристикой δ .

Дополнительную ясность в понимании природы четвертого фактора вносит анализ распределения его значений на объектах. Высокими положительными значениями выделяется подавляющее большинство глаукофансланцевых комплексов: Макбальского антиклинория Тянь-Шаня, пояса Самбагава на о. Хонсю, Горного Алтая (уймонская свита) и др. Большими отрицательными значениями отмечаются преимущественно монофациальные амфиболитовые комплексы в активизированных регионах. Сюда относятся метаморфиты Центрального Французского массива, серии Яраба в Западных Карпатах, комплекса Сент-Мари-о-Мин в Вогезах, Оденвальда, Шпессарта и некоторых других районов Западной Европы, а также гор Биг-Хорн, нагорья Китаками, пояса

Риоке, о. Яп и ряда других мест в пределах западного обрамления Тихого океана.

Таким образом, мы приходим к выводу, что четвертый фактор в основном отражает согласованные вариации условий выплавления базальтов и их последующего метаморфизма на разных стадиях развития вулcano-тектонических систем. Важно подчеркнуть при этом, что специфика состава глаукофановых сланцев определяется в основном особенностями химизма исходного субстрата, что возможно только при допущении изохимичности этого типа метаморфизма. Такой вывод находится в согласии с теоретическими построениями П. Эскола, У. Дж. Эрнста, А. Миясиро, Н. Л. Добрецова и других петрологов, исключавших возможность проявления метасоматоза в региональном масштабе, хотя и допускавших локальное перераспределение некоторых химических компонентов, в первую очередь кальция и отчасти натрия.

В структуре пятого фактора преобладают характеристики состава метабазитов и, по существу, отсутствуют термодинамические параметры метаморфизма. Как уже отмечалось, снижение в породах концентрации щелочей и титана при одновременном увеличении количества магния обычно происходит при контаминации базальтоидного материала продуктами метаморфизма альпинотипных гипербазитов. Именно этот процесс, очевидно, и определяет структуру пятого фактора. Вхождение в него некоторых параметров глубинного строения, по-видимому, отражает специфику тех блоков литосферы, в пределах которых получили развитие гипербазитовые тела, подвергшиеся метаморфизму. Такая интерпретация пятого фактора, подтверждается распределением его высоких положительных значений. Почти все они приходятся на те метаморфические комплексы, в ассоциации с которыми имеются гипербазиты (включая случаи, когда среди преобладающих метабазитов регистрируются реликты пород ультраосновного состава). Таковы, в частности, амфиболиты Чарского пояса Восточного Казахстана, пояса Читалдург Индийского щита, гранулиты Молданубикума, тремолит-актинолитовые сланцы гор Биг-Хорн и др.

Структура шестого фактора чрезвычайно проста. Она определяет повышенное содержание калия в метабазитах, локализованных в регионах с несколько более мощной и плотной земной корой. Отсутствие существенных нагрузок на параметры метаморфизма заставляет предполагать, что данный фактор отражает либо влияние условий формирования вулcanoгенных толщ, т. е. процессов, предшествовавших метаморфизму, либо воздействие значительно более поздних геологических событий, среди которых наиболее важным представляется гранитизация. Анализ распределения значений шестого фактора по объектам склоняет авторов в пользу последнего предположения, ибо все метаморфические комплексы, выделившиеся большими положительными значениями, обнаруживают тесную пространственную ассоциацию с более молодыми гранитоидами. Таковы, в частности, многие образования Балтийского, Украинского и Алданского щитов, Гиндукуша и Тянь-Шаня. Напротив, особо низкие значения фактора приходятся на метаморфические комплексы Канадского и Индийского щитов, где, как мы знаем (см. главу VI), земная кора отличается умеренной мощностью и значительной легкостью, а гранитизация проявилась не в столь грандиозных масштабах, как на щитах первой группы.

Простая факторная структура, как известно, нередко оказывается конвергентным следствием разных эффектов. И в данном случае мы не исключаем

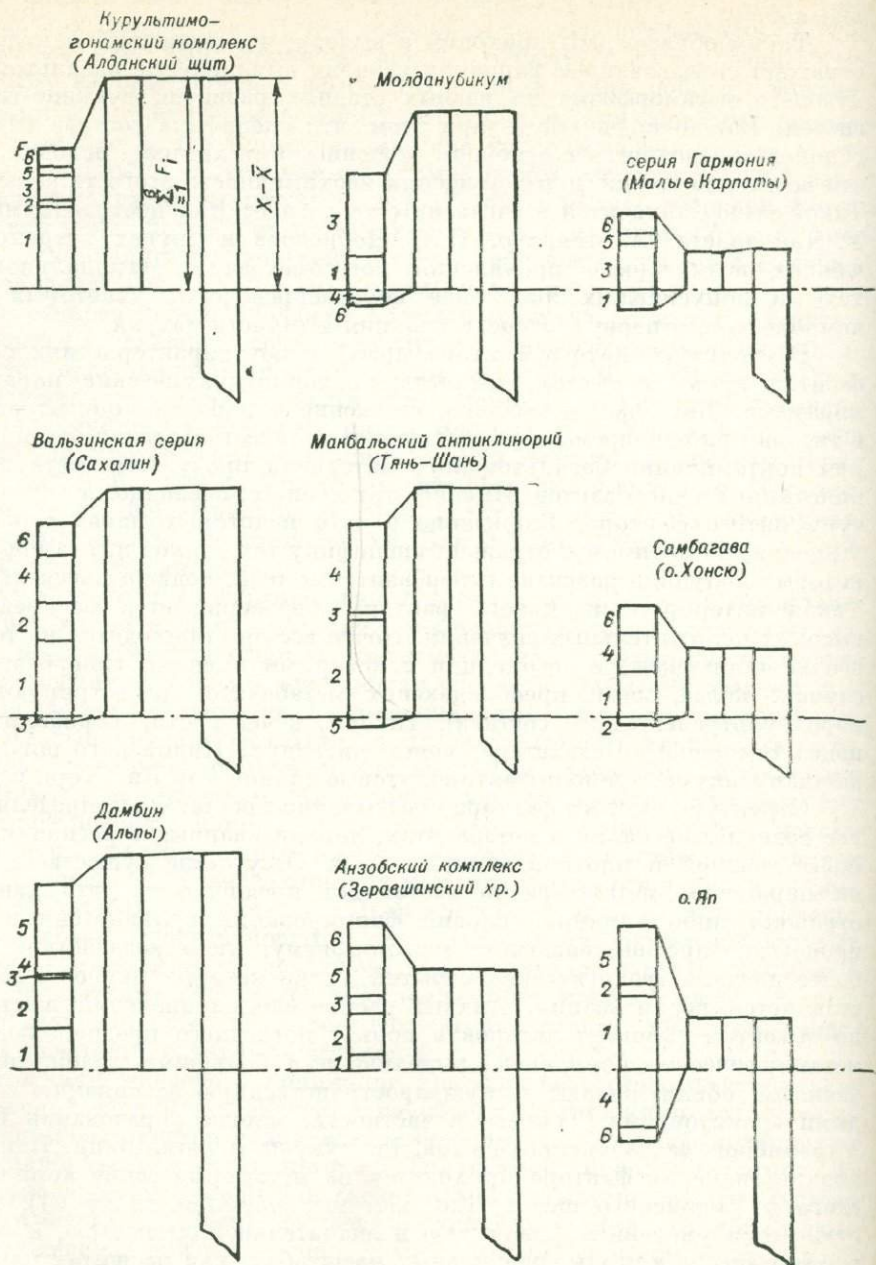
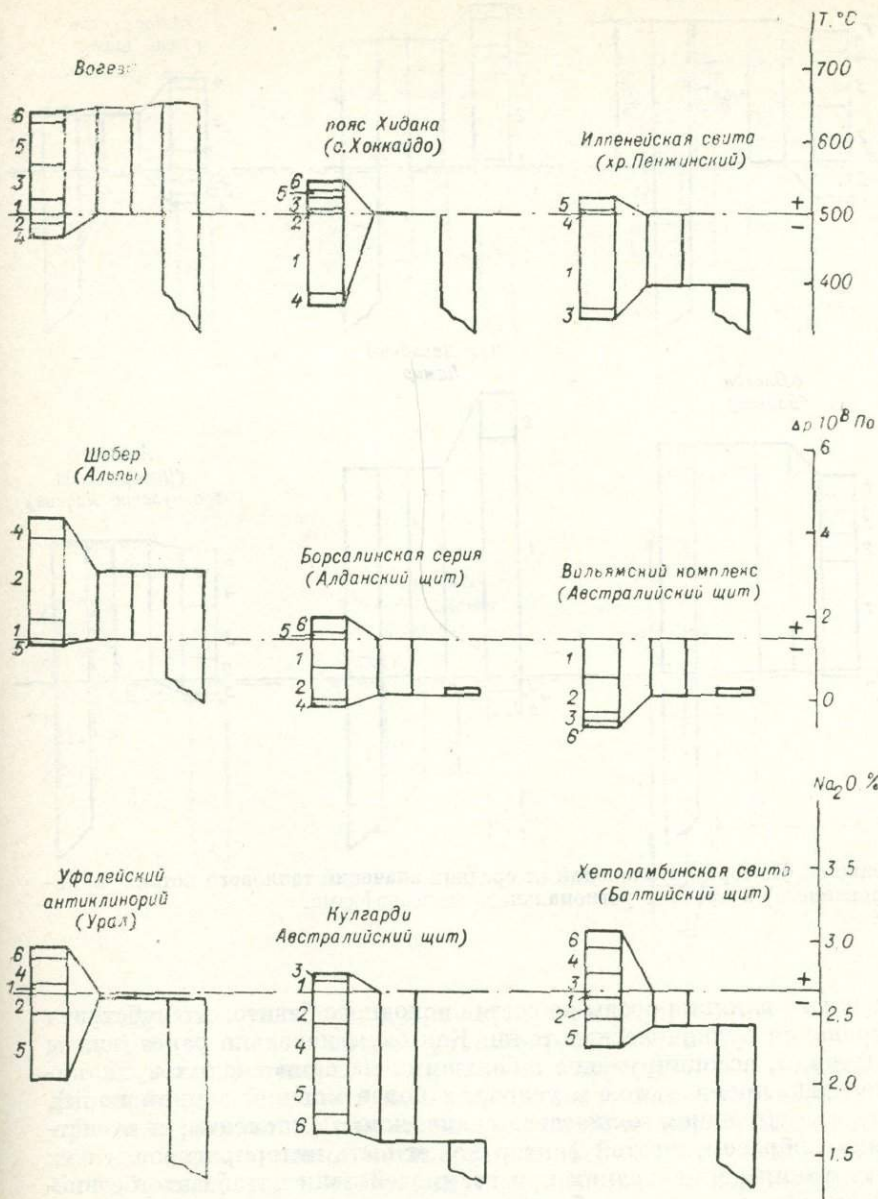


Рис. 65. Разложение по факторам отклонений от средних значений харак-



теристик метаморфических комплексов.

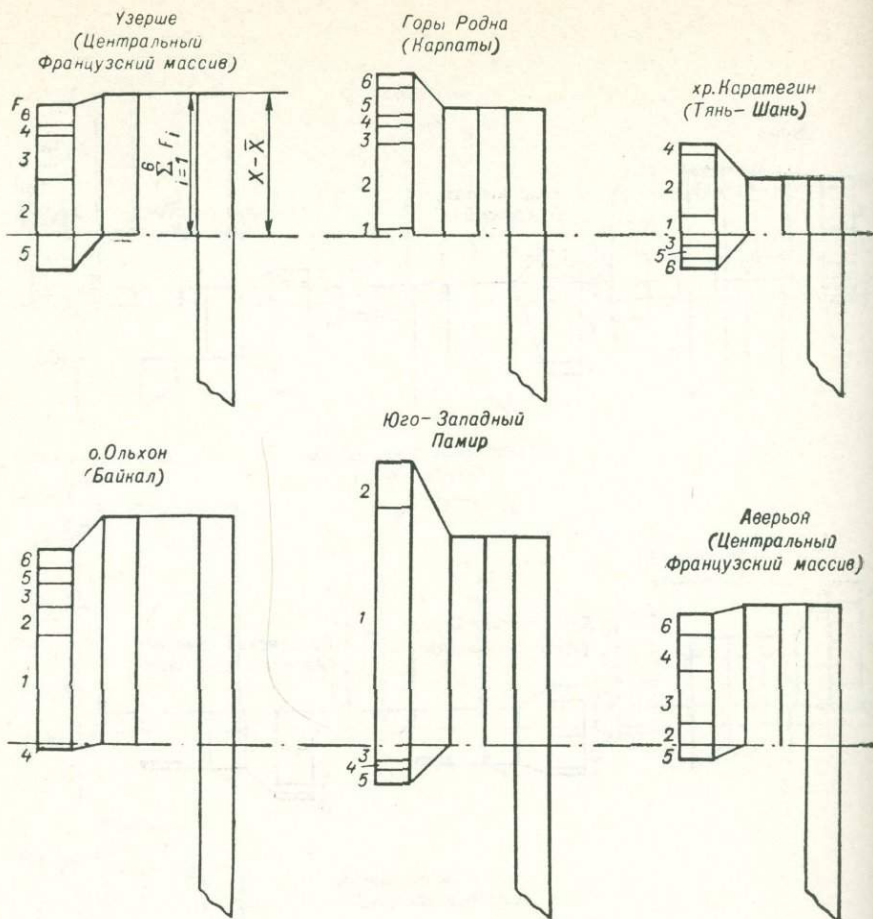
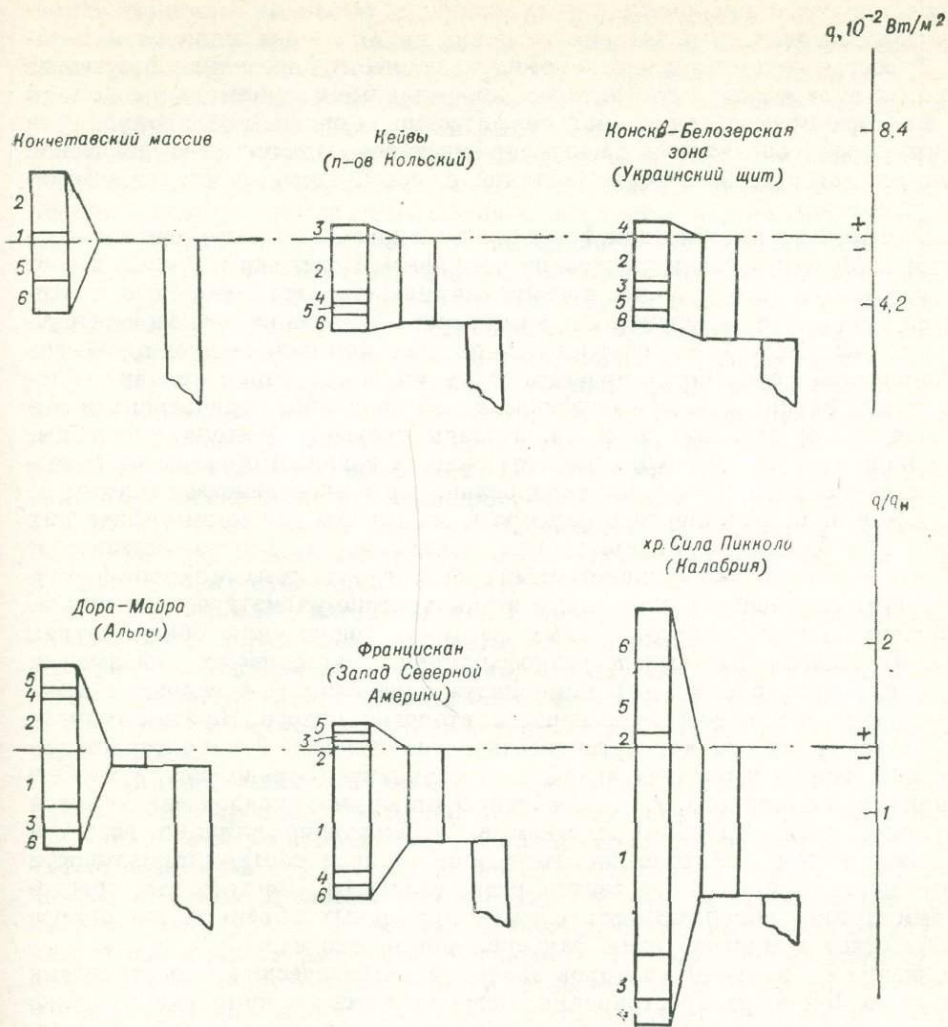


Рис. 66. Разложение по факторам отклонений от средних значений теплового потока (измененного и нормированного) в ареалах регионального метаморфизма.

полностью возможного влияния среды на состав исходного базитового субстрата в момент формирования вулканических толщ. Как было показано ранее (главы I, III, V), базальтоиды, ассоциирующие с большими массами кислых вулкаников (а последние чаще проявляются в условиях более мощной земной коры), обычно содержат в повышенном количестве калийные компоненты, и в частности калий. Таким образом, шестой фактор может быть интерпретирован как результат выравнивания концентрации при взаимодействии метабазитов с вмещающей средой до, после, а, может быть, отчасти и во время метаморфизма.

Шесть рассмотренных факторов в совокупности определяют приблизительно 66% суммарной изменчивости системы переменных. Интерпретация



последующих факторов в принципе возможна, но нецелесообразна, так как приводит к плохо контролируемым результатам.

Посмотрим теперь, в какой мере количественные оценки вкладов разных факторов соответствуют конкретным значениям учитываемых характеристик; приведем результаты разложения значений температуры и диапазона давления, описывающих условия метаморфизма ряда конкретных комплексов (рис. 65). Способ построения этого рисунка аналогичен использованному ранее (см. главу III, рис. 19). Как и следовало ожидать, в изменчивость температуры метаморфизма (средней температуры для полифациальных образований) наибольшие вклады вносит первый, «эволюционный», фактор. Для древних

комплексов получены положительные его вклады, для молодых — отрицательные. Последующая тектоническая история регионов никак не повлияла на минералогический состав рассматриваемых комплексов, что и определило отсутствие существенных вкладов второго фактора. Значительные положительные вклады третьего фактора приходится на метаморфические комплексы Молданубикума и Вогез, что хорошо согласуется с полученными ранее данными о геофизической и петрологической специализации Западной Европы. Вклады остальных факторов несущественны.

Изменчивость характеристики Δp также во многом зависит от вклада первого фактора. Молодые метаморфические комплексы Сахалина и Хонсю имеют большие положительные вклады; древние комплексы Австралийского и Индийского щитов — отрицательные. Вклады второго фактора не менее значительны, что, как пояснялось ранее, обусловлено не влиянием наложенных процессов при тектонической переработке древних структур, а созданием условий, благоприятных для экспозиции метаморфических образований, отличающихся высокими значениями давления p и Δp . Вклады третьего фактора ничтожны, ибо интенсивность процесса субдукции отражается главным образом на значении общего давления, а не на его варибельности в пространстве. Ощутимые положительные вклады четвертого фактора в оценку Δp для метаморфических комплексов Макбальского антиклинория, Сахалина и Хонсю заставляют предполагать, что исходный вулканогенный субстрат указанных объектов формировался преимущественно в начальные этапы тектоно-магматического цикла.

Разложение по вкладам отдельных факторов содержания окиси натрия в нескольких разновозрастных и разнофациальных комплексах показывает, что вариация концентрации этого компонента определяется в основном соизмеримыми вкладом трех факторов: первого, второго и пятого. На этом примере наглядно демонстрируется конвергентность петрохимической характеристики. Концентрация натрия в породах анзобского комплекса (Зеравшанский хребет) и о. Яп примерно одинакова, т. е. алгебраические суммы вкладов различаются несущественно, хотя отдельные слагаемые, отражающие влияние возраста пород, их положения в тектоно-магматическом цикле и контаминированности продуктами метаморфизма гипербазитов, резко различны. Понятно, что, преодолевая таким путем конвергентность состава природных объектов, мы полнее отдаем себе отчет в многообразии факторов петрогенезиса.

Разложение по вкладам факторов значений геофизических характеристик для разных районов распространения метаморфических комплексов также способствует пониманию конвергентной природы физических полей. В частности, мы можем убедиться в том, что тепловой поток (рис. 66), определяемый в основном наиболее поздними эпизодами геологической истории, вместе с тем в какой-то мере зависит и от специфики термодинамического режима глубин в далеком прошлом, запечатленном в составе и строении метаморфических толщ.

* * *

Обобщая результаты изучения изменчивости состава амфиболитов и характеристик глубинного строения вмещающих их блоков, отметим следующее.

1. Химические составы пара- и ортоамфиболитов статистически неразличимы, что позволяет видеть в паропородах метаморфизованные осадки, состоящие в основном из переотложенного вулканического материала.]

2. Процессы метаморфизма заметно меняют состав исходного субстрата, хотя в целом между амфиболитами и базальтоидами эвгеосинклинального типа сохраняется значительное сходство. Наиболее существенное систематическое различие между ними наблюдается при сопоставлении содержания щелочей и окисленности железа, пониженных в амфиболитах.

3. Связи metabazитов с геофизической характеристикой глубин качественно подобны установленным для эвгеосинклинальных вулканитов. Заметная ослабленность спектра связей metabazитов отчасти объясняется влиянием тектонических процессов, обеспечивших их вывод на дневную поверхность.

4. В типе породных ассоциаций (метаморфических комплексов), включающих амфиболиты, а также в минералогическом и химическом составе последних находят отражение как особенности генезиса исходных изверженных пород, так и вариации pT -условий их последующего преобразования.

5. При реконструкции условий формирования метаморфитов и анализе причин вариации их состава, так же как и для изверженных пород, эффективным оказывается привлечение моделей тектоники литосферных плит. Метаморфическая зональность, морфология метаморфических комплексов могут рассматриваться как следствие вариации режима взаимодействующих плит. Наряду с этим в составе metabazитов «просвечивают» те колебания химизма исходного субстрата, которые также обусловлены изменениями динамического режима в зонах субдукции.

6. Для ареалов metabazитов в отличие от ареалов эвгеосинклинальных базальтоидов характерна положительная корреляция между индикаторами термических условий коры и мантии, что служит дополнительным свидетельством предпочтительной локализации metabazитов в тех мантийно-коровых блоках, где существует избыточное термическое воздействие в широком интервале глубин.

7. Статистически значимая согласованность оценок термического состояния глубин в прошлом (по минералогическим данным) и в современную эпоху (по измерениям электромагнитного поля, теплового потока и пр.) порождена эффектом термической унаследованности и объясняется значительной инерционностью крупных тепловых неоднородностей мантии. В частности, признаки высокотемпературного метаморфизма более отчетливо проявлены в зонах устойчивого избыточного разогрева. В современную эпоху такие зоны отличаются повышенным тепловым потоком и относительным разуплотнением мантии и коры. Для них типичны породы с повышенным содержанием ромбического пироксена, а также проявления процессов гранитизации и регрессивного метаморфизма.

8. Региональная специализация metabazитов во многом повторяет отмеченную ранее при характеристике разнотипных изверженных пород. Пониженной фемичностью отличаются амфиболиты в регионах с дефицитом мантийных масс. В частности, по сравнению с амфиболитами Центральной Азии их возрастные аналоги в Центральной и Западной Европе статистически чаще имеют пониженное содержание кремнекислоты. «Легким» докембрийским щитам (Канадский, Австралийский) в отличие от «тяжелых» (Балтийский, Украинский) свойственны амфиболиты с пониженной окисленностью железа.

9. Эволюционные тенденции, наблюдаемые в строении метаморфических комплексов и составе слагающих их пород, определяются как возрастными из-

менениями условий формирования исходного субстрата, так и сменой условий последующего его преобразования. Влияния названных факторов можно считать соизмеримыми, так что метаморфизм лишь частично затушевывает эволюционную изменчивость исходных пород.

10. Главный эволюционный тренд — термическая деградация недр, увеличение мощности и сложности коры континентального типа с одновременным обеднением мантии легкоплавкими и летучими компонентами — находит отражение в строении и составе метаморфических комплексов. На раннем этапе геологической истории специфика метаморфизма определялась относительно малой мощностью и, следовательно, пониженной жесткостью литосферных плит в сочетании с их сравнительно высокими скоростями. Минеральные палеотермометры и палеобарометры свидетельствуют о преобладании на этом этапе высоких температур и относительно низких давлений. В дальнейшем по мере усиления неоднородности коры и мантии (усложнение системы конвективных ячеек) росла дисперсия pT -условий в земной коре, что определило широкое развитие полифациальных метаморфических комплексов в палеозое и особенно в мезозое. При этом для более молодых метаморфических комплексов обычны низкотемпературные парагенезисы с признаками высоких градиентов давления. Так, глаукофансодержащие метаморфические комплексы, характерные для складчатых областей линейного типа, вообще не формировались в докембрийскую эпоху и наиболее типичны для мезозойских структур.

11. Молодые амфиболиты в среднем более магнезиальные, что отражает эволюционный тренд в составе исходного субстрата, в свою очередь определяемый истощением мантии легкоплавким компонентом. Особо низкой железистостью отличаются амфиболиты мезозойского возраста, соответствующего эпохе глобального разогрева мантии и массового выплавления высокотемпературных базальтоидов.

ЧАСТЬ
ТРЕТЬЯ

Магматизм платформ

ГЛАВА X
ТРАППЫ
ОБЪЕКТЫ
ИЗУЧЕНИЯ

Исследованием охвачены практически все важнейшие трапповые провинции мира. Исходный петрохимический и геофизический материал систематизировался применительно к более или менее обособленным ареалам интрузивных и эффузивных пород. Представителями одного ареала считались либо интрузивные массивы, объединяемые обычно в единый магматический комплекс, либо серии разновозрастных даек и силлов, либо, наконец, выходы пород той или иной вулканогенной свиты. Всего учтено 204 магматических ареала (рис. 67), охарактеризованных более чем 3000 полных химических анализов (табл. 62).

Систематизация данных о составе пород облегчалась возможностью привлекать обстоятельные петрологические обобщения, выполненные в разные годы для многих крупных трапповых провинций. Сюда относятся хорошо известные работы Ф. Уокера и А. Полдерваарта по долеритам Карру, А. С. Уотерса по базальтам Колумбийского плато и прилегающим районам Тихоокеанского побережья Северной Америки, А. Б. Эдвардса по долеритам Тасмании и Австралии, В. Л. Масайтиса, М. Л. Лурье и других исследователей по траппам Сибирской платформы и др. Предпринятое нами исследование в этом смысле является обобщением региональных сводок.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ХИМИЗМА ПОРОД

Главные направления изучения
петрохимии траппов

Химический состав продуктов базальтоидного магматизма платформ на

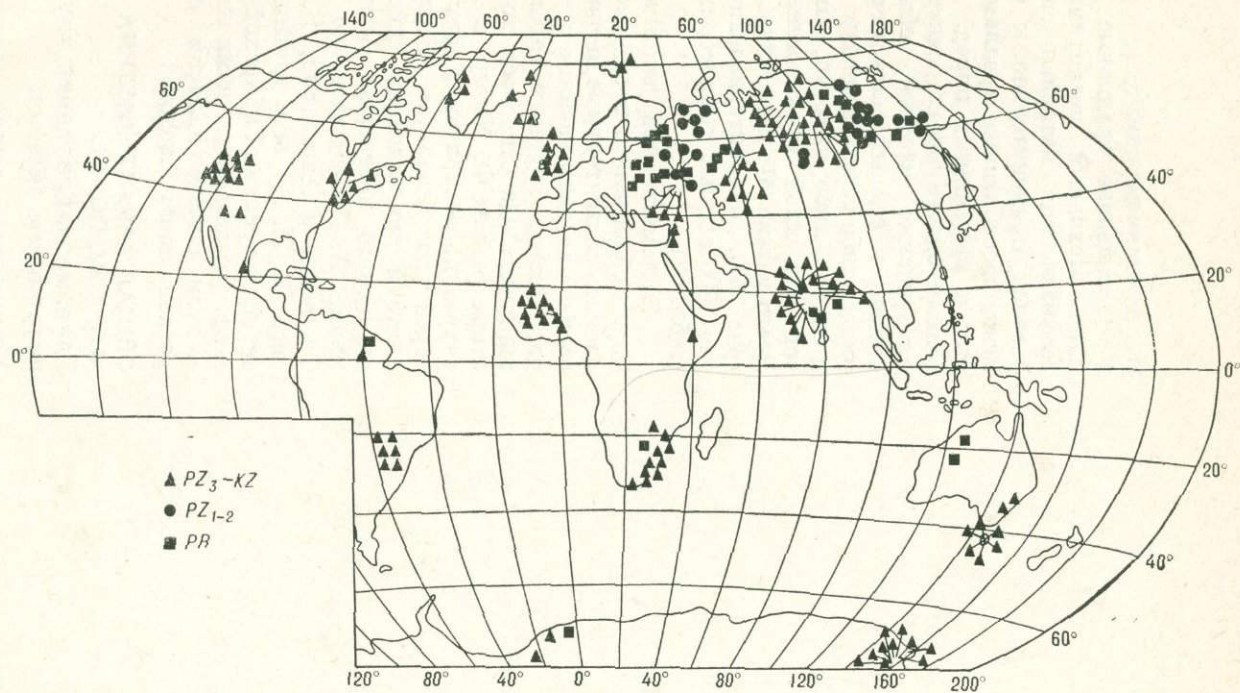


Рис. 67. Схема размещения ареалов трапового магматизма.

Петрохимическая изученность графтовых провинций

Регионы (комплексы, свиты)	Возраст	Количество магматических ареалов	Количество химических анализов
Австралия			
Западная Австралия	PR	2	25
Восточная Австралия	P	2	44
Тасмания	P—T	6	27
Азия			
Сибирская платформа			
Кенгединский, торский, патомский, хорбосуонский и другие комплексы	PR	7	134
Жаровский, муно-оленекский, виллойско-мархинский и другие комплексы	D	9	184
Нидымская, кочечумская, аянская и другие свиты; ангарский, кузьмовский, норильский и другие комплексы	T	26	920
Сетте-Дабан, джалкапнская серия, сетте-дабанский комплекс	D	2	33
Кузбасс	C—P	1	6
	T	1	26
Таймыр	P—T	3	175
Зауралье	P—T	7	145
Тургай	P—T	2	40
Индостан			
Майсур, Куддаша, Читтор	PR	3	84
Раджамахал, Рамгар, Манди	P—J	3	95
Липда, Андхра-Прадеш, Бомбей-Ратнагири и др.	K ₂ —P	18	226
Малый Кавказ, Севанский хребет	P	3	51
Аравийский полуостров	N—Q	2	25
Антарктида			
Земля Королевы Мод, Борг	PR	1	43
Земля Виктории, ледник Тейлора; Земля Королевы Мод	J	13	49
Африка			
Южная Африка			
Ботсвана	PR	1	9
Карру	P—T	10	87
Северо-Восточная Африка	P	1	7
Западная Африка	P	11	37
Европа			
Русская платформа			
Волго-Уральская область	PR	3	39
Приладожье и Прионежье	PR	4	27
Днепровско-Донецкая впадина	PR	1	31
Воронежский кристаллический массив	PR	1	102
Вольно-Оршанский авлакоген и Приднестровье	PR	6	125
Воронежская антеклиза	D	5	172

Регионы (комплексы, свиты)	Возраст	Количество магматических ареалов	Количество химических анализов
Тиман	D	5	93
Шпицберген	K	2	8
Британо-Арктическая провинция	P	11	78
Северная Америка			
Атлантическое побережье	P-T	6	44
Гренландия	P	5	87
Аризона и Нью-Мексико	P	2	45
Плато Колумбия, бассейн р. Снейк и др.	P	7	127
Береговой хребет и др.	P	3	66
Центральная Америка, Тланчинол	Q	1	4
Южная Америка			
Гвианский щит			
Плато Рорайма	PR	1	4
Апотери	J	1	6
Бассейн р. Парана	J	6	44

протяжении последних 40—50 лет постоянно находился в сфере интересов петрологов. Подавляющая часть опубликованных работ посвящена процессам внутрикамерной дифференциации базальтоидного расплава. Сюда относятся, в частности, классические исследования Л. Р. Уэйджера по Скергарду (Гренландия), содержащие оценку причин, обуславливающих формирование расслоенных плутонов. Значительное количество работ ориентировано на выявление закономерностей в строении траптовых провинций. Петрологов интересовали преимущественно изменения состава пород в разрезах вулканогенных толщ и в латеральном направлении.

Можно выделить еще одно отчетливо обособившееся направление исследований, которое связано со сравнительным анализом состава разнотипных базальтоидных формаций: океанических и континентальных. Среди относящихся сюда работ следует выделить многочисленные публикации В. А. Кутюлина и А. Ф. Белоусова, в которых содержится количественная оценка петрохимической специализации толеитовых базальтов платформ, а также существенно различающиеся варианты ее генетического истолкования.

Гораздо меньше издано работ, касающихся сравнительного анализа траптовых провинций, хотя давно уже обращалось внимание на ощутимые различия между ними [84 и др.]. Особого внимания заслуживает в этой связи работа В. Л. Масайтиса [60], установившего важную закономерность: систематическое возрастание основности трапцов по мере увеличения их так называемого эпиплатформенного возраста. Автор объяснял это процессами эволюции глубинного подкорового вещества. По существу, ту же тенденцию отражают различия в составе трапцов древних и молодых платформ, подмеченные В. А. Кутюли-

ным [51]. Как будет показано в дальнейшем, влияние эпиплатформенного времени на состав пород, а точнее, влияние глубинных процессов, определяющих указанную зависимость, вносит ощутимый вклад в региональную петрохимическую специализацию трапхов, хотя и не играет при этом главенствующей роли.

Эмпирические распределения петрогенных компонентов в траппах

Интересующие нас цели требовали уже на этапе отбора эмпирических данных отказаться от оценок состава магматических ареалов по единичным химическим анализам дифференцированных интрузий. Во всех случаях принимались во внимание только оценки среднего состава исходного расплава по большому числу химических определений (обычно с учетом относительной распространенности различных дифференциатов) либо по анализам закаленных пород эндоконтактной фации. Минимизации влияния внутрикамерной дифференциации расплава способствовал пересчет результатов анализа на безводный состав, а также приведение значений всех петрохимических характеристик к фиксированному содержанию в породах кремнезема — 50% SiO_2 . Практически последняя операция свелась к регрессионным коррекциям оценок трех характеристик: Fe , $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ и K_2O , обнаруживших существенную зависимость от SiO_2 . Рассмотрим полученные таким путем эмпирические распределения петрохимических характеристик магматических ареалов (рис. 68).

SiO_2 . Диапазон колебаний 46—57%, среднее для всей совокупности ареалов 50,8%, т. е. близко к зафиксированному значению этого окисла. Кремнекислотность пород, являясь индикатором положения геоизотерм и, следовательно, глубины выплавления базальтоидной магмы, обнаруживает закономерное возрастание с уменьшением эпиплатформенного возраста магматических проявлений, в частности в траппах молодых платформ. Наряду с этой тенденцией, установленной В. Л. Масайтисом [60], по существу, по той же самой причине наблюдается увеличение содержания кремнезема в траппах, формировавшихся в непосредственной близости от зон раскола Гондваны и Лавразии, т. е. в условиях интенсивного разогрева мантии, с чем хорошо согласуется распределение экстремальных концентраций этого окисла.

Низкое (< 48%) содержание кремнезема наблюдается в траппах северо-запада Аравийского полуострова (мыс Бассит и южнее Дамаска), в эффузивах Куронахского и Орулганского антиклинориев и силлах Собопольского поля на севере Верхоянской складчатой области, в ряде магматических ареалов Британо-Арктической провинции (Гебриды, острова Малл, Скай и др.), в палеогеновых базальтах окрестностей Брисбейна на восточной окраине Австралии и в некоторых других регионах. Высокими (> 54%) концентрациями этого окисла отличаются почти все траппы Антарктиды. Особенно выделяются в этом отношении породы в пределах ледника Тейлора, менее ярко — в других местах (базальты Кирпатрик, Земли Виктории и др.). К антарктическим траппам приближаются по кислотности многие разновидности базальтов Запада Северной Америки. Таковы, в частности, породы Дено-Бэй Берегового хребта, Пэк-Сэк-Лукокт в Западных Каскадных горах и др. Повышенными (> 53%) содержаниями кремнезема характеризуются траппы Кузбасса, некоторые долериты Тасмании, Карру и ряда других мест.

TiO_2 . Диапазон вариации достаточно широк — от 0,4 до 4% при среднем $\sim 2\%$. Известно, что существенные различия в концентрации титана наблюдаются не только при сопоставлении разных провинций, но и в пределах одной провинции. В частности, на Сибирской платформе, по данным В. Л. Масайтиса и А. А. Рябченко [61], относительно обогащенными титаном являются докембрийские и среднепалеозойские образования, формировавшиеся, очевидно, в условиях общего сравнительно низкого положения геоизотерм. Объем базальтов и долеритов этого возраста относительно невелик. В отличие от них продукты массовых вулканических излияний в пермо-триасовую эпоху, как правило, характеризуются

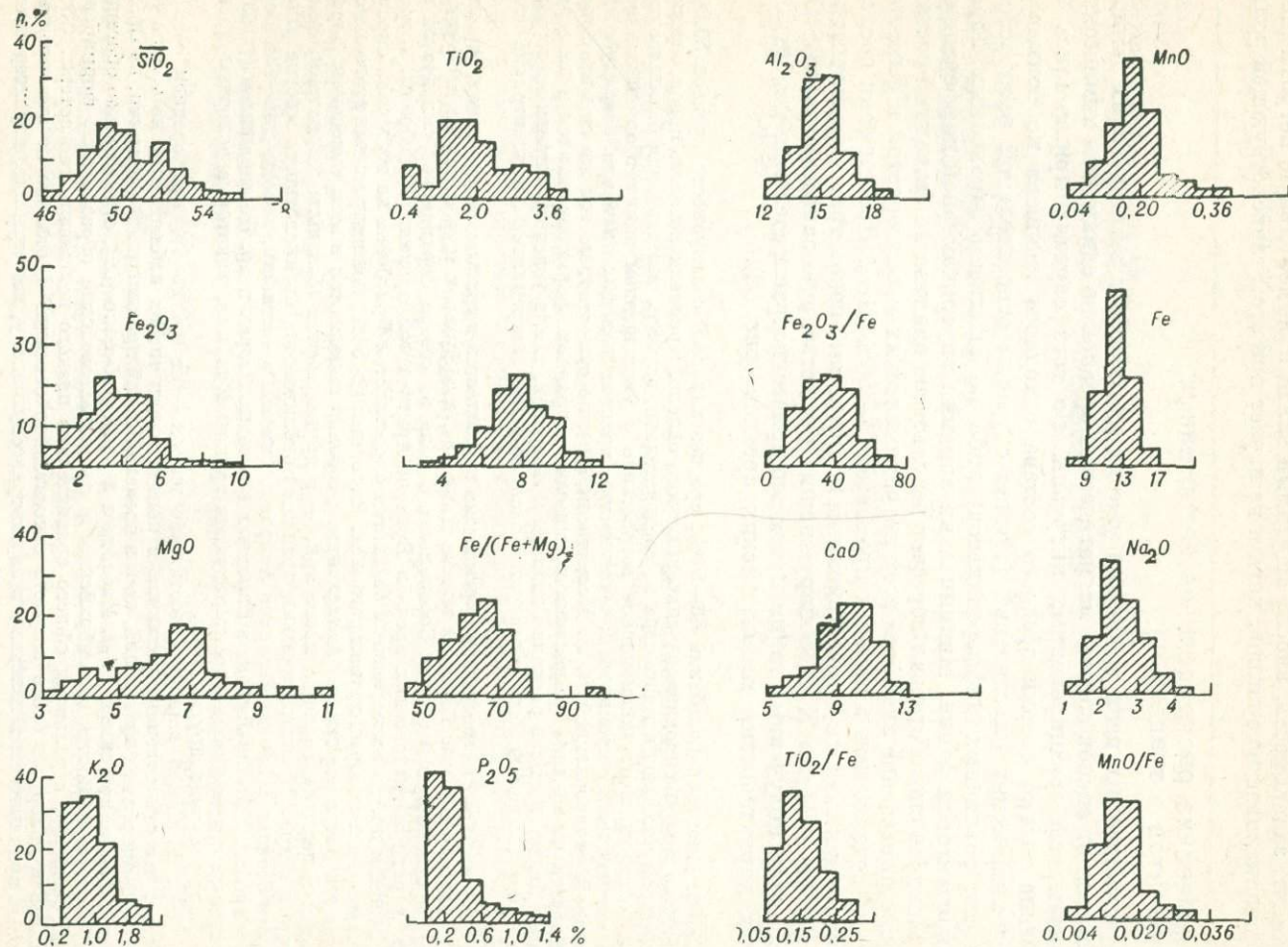


Рис. 68. Распределение петрохимических характеристик гранитов.

повышенным содержанием титана. Аналогичные соотношения можно наблюдать, обращаясь к явлениям иного масштаба, рассматривая, например, этапы магматической деятельности в пределах среднего палеозоя. По данным В. Л. Масайтиса, магматическая активность в Патомско-Виллоиском авлакогене началась с внедрения сравнительно небольших масс долеритов, что отражало умеренный разогрев глубин и низкий уровень магмообразования. В дальнейшем здесь происходили массовые базальтовые излияния, знаменующие смену термического режима глубин. Эволюция тектонического ритма отчетливо отразилась в составе магматических образований. Долериты, отвечающие началу магматического цикла, заметно обогащены титаном по сравнению с базальтами, приуроченными к его кульминационной стадии. Это различие в составе базальтов и долеритов ранее трактовалось преимущественно как проявление фациальной специфики траппов, т. е. связывалось с условиями внедрения и остывания базальтовой магмы.

Существенные неоднородности в распределении титана, объясняемые с учетом энергии магматического процесса, удастся проследить и в пределах других трапповых провинций: бассейна р. Парана, Колумбийского плато, Декана, Карру. Для последней из перечисленных провинций работами, в частности, Р. С. Родса и Д. Х. Крона [195] установлено обогащение титаном, а также щелочами и железом долеритов, тяготеющих к периферическим частям провинции, в то время как породы ее центра содержат в повышенных количествах кремнезем, магний и кальций. В бассейне Параны, по данным У. Кордари и П. Вандорса, повышенной концентрацией титана, фосфора и щелочей отличаются траппы, окаймляющие провинцию с запада.

Al_2O_3 . Пределы вариации 12—19%, центр распределения 15,2%. Каких-либо устойчивых закономерностей в распределении глинозема подметить не удастся. Пониженным (< 14%) его содержанием отличаются почти все молодые траппы Декана (Лида, Чиндвара, Танджур и др.), а также большая часть базальтов и долеритов Британо-Арктической провинции (Арднамерхан, Скай, Малл, Исландия и др.). Наряду с этим низкоглиноземистые породы встречаются и среди палеозойских и докембрийских трапповых провинций. Таковы муноленекский, кантайско-джербинский и кегединский комплексы Сибирской платформы, палеозойские траппы Кузбасса, протерозойские Прионежья и др. Повышенное (> 16%) содержание глинозема свойственно породам северо-запада Аравийского полуострова, Малого Кавказа (бассейны рек Раздан, Ахурян и др.), базальтам и долеритам Тургая, кучугунурской свиты Сибирской платформы и др.

Fe_2O_3 . Варьирует от десятых долей до 10—11%, составляя в среднем около 4%. Низкое (< 2%) содержание окисного железа свойственно траппам, локализованным вблизи зон раскола Гондваны. Таковы многие долериты Карру (Пердеклоф, Блаувкранс, Гангнест и др.), Тасмании (Нельсон, Веллингтон, Конус Ганнинга, Николас и др.) и отчасти Антарктиды. Подобной особенностью обладают также базальты северо-запада Аравийского полуострова, породы Маунт-Херберт Западной Австралии и некоторых районов Индостана (Майсур и др.). Повышенное (> 6%) содержание этого окисла свойственно некоторым палеозойским траппам Сибирской платформы (кантайско-джербинский и нучалинский комплексы), ведским Русской платформы (юго-восточное крыло Брестской впадины, Питкяранта-Салми), мезозойским Пришимья и Декана (Танджур, Андхра-Прадеш и др.).

FeO . Вариація закисного железа не столь велика, как окисного: от 3 до 13% при среднем для всей совокупности 8,3%. Пониженное (< 6%) содержание установлено в траппах Пришимья, Южного Зауралья (Юламановская депрессия, Челябинский грабен), Восточного Таймыра, Малого Кавказа, Аризоны и окрестностей Брисбена на востоке Австралии. Повышенная (> 11%) концентрация этого окисла зафиксирована в ряде позднемеловых магматических ареалов Декана (Кольхапур, Ратнагири, Лида, Чиндвара), в палеозойских траппах Кузбасса, базальтах Прионежья и в некоторых других районах.

Fe_2O_3/Fe . Пределы колебаний — от 5 до 70%, среднее для совокупности 35%. В распределении этого параметра наблюдается тенденция, отмеченная для поведения окисного железа. Повышенной (< 20%) окисленностью отличаются траппы, непосредственно примыкающие к зонам раскола Гондваны, особенно те из них, формирование которых приурочено к этому событию. К ним относятся долериты и базальты Карру, Тасмании, Антарктиды, отчасти Декана. Слабо окисленными являются также траппы Западного Таймыра, некоторых районов Анабарской антеклизы (бассейн р. Фомич) и Пенсильвании (Геттисберг, Дилсбург). Повышенная (> 50%) окисленность железа свойственна породам Южного Зауралья и Пришимья, Севанского хребта, среднепалеозойским базальтам Сибирской платформы (ашаинская, кучугунурская и хайлахская свиты) и однообразным им интрузивным образованиям (кантайско-джербинский комплекс).

Fe. Суммарное содержание железа варьирует в значительно более узких пределах, чем его закисная и окисная формы, — от 9 до 16%, составляя в среднем около 12%. Наблюдается слабая тенденция убывания железа в более молодых образованиях, в связи с чем и экстремально низкое его содержание ($< 10\%$) несколько чаще встречается в трапхах мезо- и кайнозойского возраста. Таковы, в частности, долериты Тасмании и Антарктиды, базальты Южного Зауралья (Юламановская депрессия), Аравийского полуострова и др. Напротив, повышенная ($> 14\%$) концентрация этого элемента в большей мере свойственна докембрийским породам. К ним, в частности, относятся траппы Вольно-Оршанского авлакогена (юго-восточное крыло Брестской впадины), Прионежья, Приладожья, патамского и кенгединского комплексов Сибирской платформы. Реже высокие концентрации железа встречаются в палеозойских (дучалинский и муно-оленекский комплексы Сибирской платформы) и мезозойских (кузьмовский комплекс) породах.

Fe/(Fe + Mg). Диапазон колебаний 45—80%, среднее для совокупности 64%. В распределении железистости пород, так же как и железа, проявляется слабо выраженная эволюционная тенденция. Пониженное ($< 55\%$) значение этого параметра несколько чаще встречается среди более молодых трапхов. Таковы, в частности, долериты Тасмании, отчасти Антарктиды, Западной Африки (Мавритания, Гвинея), окрестностей Брисбена в Австралии, некоторых районов Британо-Арктической провинции и Западной Гренландии (Свартенхук) и др. Высокожелезистыми ($> 70\%$) чаще оказываются докембрийские образования, примером которых могут служить траппы юго-восточного обрамления Балтийского щита (Питкьяранта, о. Валаам, Прионежье), кенгединский и патамский комплексы Сибирской платформы, хотя с таким же значением железистости достаточно обычны и более молодые породы: базальты Параны, ногинский, кузьмовский и туринский комплексы Сибирской платформы и др.

TiO₂/Fe. Пределы колебаний 0,05—0,3 при среднем $\sim 0,15$. Все отмеченное выше для титана в полной мере относится и к титан-железному отношению с той лишь разницей, что последнее является более чутким индикатором энергетики магматического процесса. Это обстоятельство позволило В. Л. Масайтису и А. А. Рябченко [61] успешно использовать этот параметр для расчленения траппов Сибирской платформы. Пониженные ($< 0,1$) значения характерны для долеритов Тасмании и Антарктиды, а также для пород серии Рорайма в Южной Америке. Повышенной ($> 0,2$) титанистостью отличаются траппы Восточной Гренландии, бассейна р. Парана и некоторых районов Вольно-Оршанского авлакогена (Львовске погружение, северо-западный склон Украинского щита и др.).

MnO/Fe. Варьирует в пределах 0,005—0,032, составляя в среднем $\sim 0,015$. Экстремально низкие ($< 0,01$) и высокие ($> 0,02$) значения марганец-железного отношения нередко встречаются в породах одного магматического ареала. Это заставляет предполагать, что поведение этого параметра контролируется преимущественно локальными условиями формирования магматических тел. Примером низкомарганцовистых трапхов могут служить долериты Татарского свода, Пермо-Башкирского поднятия и некоторых других районов Волго-Уральской области; высокомарганцовистыми являются докембрийские породы Ботсваны, Уджинского поднятия Сибирской платформы, а также некоторых районов плато Кимберли на западе Австралии.

MgO. Диапазон вариации 3—11%, среднее $\sim 6,5\%$. Отчетливых пространственно-временных закономерностей в распределении магния не наблюдается. Пониженное ($< 5\%$) содержание этого окисла установлено в трапхах обрамления Балтийского щита (Прионежье, Валаам), Кузбасса, Тургая, ряда районов Сибирской платформы (дучалинский, ногинский, туринский комплексы), Берегового хребта Северной Америки (Депо-Бэй, Кейп-Фуллерер) и в синхронных им образованиях Западных Каскадных гор, плато Колумбия (базальты Якима, Приневиль, Ячат и др.). Повышенной ($> 8\%$) концентрацией магния отличаются породы Ковельской впадины Вольно-Оршанского авлакогена, Бирской впадины Волго-Уральской области, севера Верхоянской складчатой области (эффузивы Куронахского и Оруджанского антиклинорийев, силы Собопольского ареала), норильского комплекса.

CaO. Пределы вариации 5—13%, среднее $\sim 9,6\%$. Намечается слабая тенденция относительного обогащения кальцием пород, имеющих большой эпиплатформенный возраст, а также отвечающих наиболее массовому проявлению траппового магматизма. С учетом этого пониженное ($< 8\%$) содержание кальция мы встречаем в докембрийских трапхах Уджинского поднятия, Вольно-Оршанского авлакогена и обрамления Балтийского щита, а повышенное ($> 11\%$) — в долеритах Тасмании, Приенисейской зоне Сибирской платформы (харарадская, мокулаевская, аянская свиты) и ряде районов Британо-Арктической провинции (Скай, Арднамерхан и др.).

Na_2O . Варьирует от 1 до 4%, составляя в среднем $\sim 2,5\%$. Наблюдается не очень четко проявленное систематическое обогащение натрием трапфов, пространственно удаленных от зон раскола Гондваны и Лавразии и (или) смещенных во времени от этого события. С этим хорошо согласуется, в частности, несколько пониженное содержание натрия в долеритах Карру, Антарктиды и особенно Тасмании (в последнем случае $< 2\% \text{Na}_2\text{O}$). Повышенное содержание этого оксида ($> 3\%$) свойственно породам Аравийского полуострова, Малого Кавказа (Севаиский хребет), Сетте-Дабана (джалкаинская серия), а также Декана, где этой особенностью обладают только продукты самых поздних вулканических излияний.

K_2O . Колебания в пределах 0,2—2,0%, среднее для совокупности $\sim 0,8\%$. Подобно натрию калий обнаруживает резко выраженную тенденцию относительного обогащения пород, сформировавшихся вдали от зон раскола Гондваны. Кроме того, концентрация калия чаще бывает выше в тех породах, которые не отвечают моменту массового проявления магматизма. В соответствии с этим отчетливо пониженная ($< 0,5\%$) концентрация наблюдается в трапах Воронежской антеклизы, Северного и отчасти Среднего Тимана, Рораймы. Ниже среднего содержание калия в долеритах Карру, Тасмании и Антарктиды. Повышенная ($> 1,2\%$) концентрация окиси калия свойственна трапам Кузбасса, Тургая, западной части бассейна р. Парана, северо-востока Гренландии. Характерно, что на Сибирской платформе этой особенностью, по данным В. Л. Масайтиса, обладают почти все докембрийские и среднепалеозойские трапфы, т. е. те образования, которые предшествовали массовому проявлению магматизма в пермо-триасе (его продукты явно обеднены калием).

P_2O_5 . Наблюдается резко асимметричное распределение с преобладанием низких значений концентрации окиси фосфора — 0,1—0,3%. Существенно обеднены ($< 0,2\%$) этим компонентом долериты Тасмании, Карру, Антарктиды и синхронные им породы Декана (Раджмахал, Рамгар, Манди, Панджал и др.), т. е. образования, в пространстве и во времени близкие к расколу Гондваны. В меловых и палеогеновых траппах Декана содержание фосфора заметно выше. Аналогичная, по существу, картина наблюдается и в пределах Сибирской платформы, где фосфором обогащены среднепалеозойские трапфы (нучалинский, китайско-джербиновский и другие комплексы) — предвестники массовых базальтовых излияний в конце палеозоя. Позднепалеозойский же магматизм дает породы с заметно более низким содержанием этого элемента. Качественно сходную тенденцию можно усмотреть также при сопоставлении разновозрастных трапфов Кузбасса.

КОРА И МАНТИЯ ТРАППОВЫХ ПРОВИНЦИЙ

Геофизическая характеристика литосферы

Оценки глубины границы Мохо получены с помощью региональных и глобальных сводок, систематизирующих данные глубинных сейсмических зондирований [10, 15, 70, 120, 134, 193, 207, 215, 217, 218]. Для слабо изученных территорий (Южная Америка, Западная Африка) использованы более приближенные и менее дифференцированные по ареалам определения глубины H , основанные на известных глобальных схемах рельефа границы Мохо.

Мощность земной коры в трапповых провинциях изменяется в значительных пределах: приблизительно от 20 до 55 км, при среднем значении 37 км, которое характерно также и для континентальных платформенных областей в целом. В рассматриваемой выборке ареалов базальтоидного магматизма наименьшей глубиной границы Мохо (до 20 км) отличаются комплексы, расположенные вблизи западного побережья Североамериканского континента (Береговой хребет, Западные Каскадные горы). Значения 20—25 км характеризуют некоторые ареалы (Фареры, Гебриды) Британо-Арктической провинции. Рост глубины H до 27—30 км отмечен в тех частях провинции, которые находятся вблизи западного окончания Европы (Ирландия, Шотландия). Видимо, более значительной мощностью коры отличаются ареалы, расположенные на

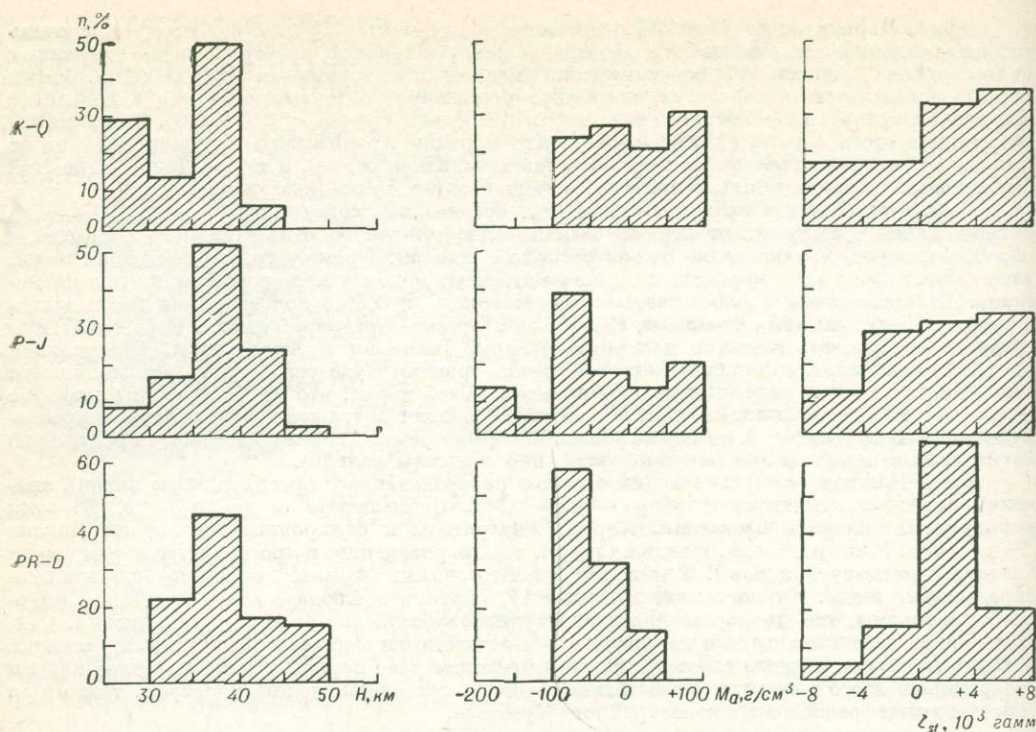


Рис. 69. Распределение геофизических характеристик разновозрастных трапповых провинций.

окраинах Гренландии (Диско, Свартенхук, Скорсби и др.). Оценки глубины около 30 км относятся к базальтовым покровам плато Колумбия и Тасмании. Близкие к среднему значению глубины отвечают трапповым полям Восточной Сибири, Индостанского полуострова, Южной Африки, Восточной и Западной Австралии, Востока Северной Америки.

Повышенная мощность земной коры (около 40 км) характерна для разновозрастных трапповых ареалов Русской платформы (районы Прионежья, Приладожья, Бирской и Днепровско-Донецкой впадин, склонов Татарского свода), а также для ряда регионов Азии (Малый Кавказ, Зауралье, Тургай, Приишимье). Максимальная мощность коры соответствует ареалам девонских траппов на Воронежском кристаллическом массиве и вендских на периферии Украинского щита (Львовское погружение). При значительной площади трапповых провинций колебания глубины границы Мохо относительно среднего уровня оказываются весьма существенными. Так, в трапповых ареалах Восточной Сибири глубина H варьирует от 32 до 42 км, в Антарктиде — от 33 до 42 км (преимущественно 37—40 км) и т. д.

Намечается определенная связь глубины границы Мохо с возрастом траппов ($r = +0,5$): молодые траппы чаще располагаются в блоках с относительно маломощной корой (рис. 69). Значения $H \geq 40$ км установлены для 33% всех

учтенных траптовых ареалов, возраст которых приходится на интервал от рифея до девона включительно. В этой возрастной группе отсутствуют ареалы с $H < 30$ км. Среди ареалов пермо-триасового и юрского возраста условию $H \geq 40$ км отвечают приблизительно 25%, небольшая часть их попадает в градацию $H < 30$ км. Наконец, среди наиболее молодых (К — Q) всего лишь 6% отвечают условию $H \geq 40$ км, зато 30% — условию $H < 30$ км.

Формально соотношение между возрастом магматических образований и мощностью коры наводит на установленное для базальтоидов эвгеосинклинальных зон, однако оно, по-видимому, требует иного объяснения: следует принимать во внимание условия не только формирования, но и сохранения. Молодые траппы изливаются в регионах с различной мощностью коры, но чаще на окраинах континентов, где кора относительно маломощная. Древние траппы обычно сохраняются во внутренних частях континентов, обладающих достаточно мощной корой. Окраины континентов нередко подвергаются переработке, при которой плохо сохраняются древние образования.

Среднее значение скорости \bar{v} продольных сейсмических волн в земной коре траптовых ареалов и ее стандартное отклонение в выборке равны соответственно $6,3 \pm 0,13$ км/с. Наиболее низкие оценки \bar{v} характерны, как обычно, для районов с маломощной корой. Пониженные значения получены для траптовых полей Индостанского полуострова (где установлена нормальная мощность коры), Тасмании и ряда других районов. Повышенные значения \bar{v} объединяют разновозрастные ареалы Воронежского кристаллического массива и склонов Украинского щита, Исландии, бассейна р. Снейк (Айдахо) и др.

Сейсмическая характеристика верхней мантии, основанная на граничной скорости продольных волн v_M , распространяющихся вдоль поверхности Мохо, показывает значительное разнообразие ареалов. Среднее значение и стандартное отклонение v_M в рассматриваемой выборке равны $8,1 \pm 0,12$ км/с. Минимальные значения (7,7—7,8 км/с) установлены в Исландии. Далее следуют Западные Каскадные горы, плато Колумбия и соседние районы Аризоны, где $v_M \approx 7,8$ км/с. Последующее увеличение параметра получаем, переходя к Тасмании, Восточной Австралии, Эфиопскому рифту, Антарктиде и Кузбассу. Повышенные значения v_M характерны для ряда ареалов Русской платформы и Южной Африки. Как обычно, проявлена связь скорости v_M с возрастом магматических образований, однако наиболее тесная корреляция существует между рассматриваемым параметром и тепловым потоком q : при разогреве верхней части мантии уменьшается v_M и увеличивается q .

Характеристика теплового потока опирается на перечисленные в предшествующих главах сводные и региональные работы [93, 127, 176 и др.]. Среднее значение и стандартное отклонение плотности теплового потока в выборке составляет $(5,2 \pm 1,2) \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Низкие или пониженные значения q характерны для ряда районов Индостанского полуострова, Западной Африки, Гренландии. Несколько повышенными значениями выделяются траптовые ареалы Зауралья и западной окраины Европы. Высокий поток ($q \geq 8,4 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) наблюдается в ареалах плато Колумбия и смежных районов Нью-Мексико, Аризоны, а также Исландии, Тасмании и Восточной Австралии. Разогрев литосферы, проявляющийся в аномалиях q , убывает по мере увеличения возраста траппов.

Плотностная неоднородность литосферы, выраженная амплитудой аномалий Буге, заметно изменяется от провинции к провинции и менее отчетливо — в соседних ареалах одной провинции. Среднее значение и стандартное отклонение аномалий Δg_B в выборке равны (-40 ± 65) мгал. Положительные аномалии типичны для ареалов, приуроченных к островам и окраинным частям континентов (Гебриды, Береговой хребет в западной части Северной Америки и др.). Преимущественно отрицательные значения Δg_B характерны для траптовых полей Индостанского полуострова. Значительный дефицит масс в литосфере показывают аномалии плато Колумбия [$\Delta g_B = -(60 \div 120)$ мгал]. Низкие значения отвечают траптовым ареалам Южной Африки, что отчасти связано с высоким положением верхней границы литосферы в этом регионе (превышения над уровнем моря до 1,0—1,3 км). Внутрорегиональные вариации Δg_B нередко ограничены пределами ± 20 мгал. При значительном диапазоне аномалий Буге в выборке траптовых ареалов не прослеживается, однако, четких закономерностей в изменении этого показателя плотностной неоднородности. Гораздо более ясную картину дают индикаторы избытка — недостатка мантийных масс.

Глубинные массы и глубинный разогрев

Аномалии гравитационного потенциала, характеризующие плотностную неоднородность глубинных зон мантии, показывают для траптовых провинций такую же большую изменчивость, как и для областей распространения эвгеосинклинальных базальтоидов, объединяя в этом аспекте платформенные и складчатые области. Среднее значение G и стандартное отклонение этого параметра в выборке траптовых ареалов равны (-9 ± 35) м. Отчетливо проявлена региональная специфика областей траптового магматизма. Экстремально высокое значение G (до $+70$ м) отвечает базальтовым покровам Британо-Арктической провинции. Далее следуют трапсы Западной и Южной Африки (примерно $+30$ м). Положительные значения G соответствуют трапсам Русской платформы, особенно ареалам, тяготеющим к склонам Украинского щита. Близкие к нулю значения отвечают трапсам Тасмании. В Южной Америке аномалии G изменяются от -17 (Рорайма) до $+20$ м (бассейн р. Парана).

На траптовые поля Тургая, Зауралья, Таймыра приходится преимущественно отрицательные значения $G = -(10 \div 20)$ м. В пределах Восточной Сибири диапазон колебаний аномального геопотенциала значителен, однако преобладают нейтральные или отрицательные превышения [до $-(20 \div 25)$ м]. Еще больший дефицит масс фиксируется на Западе Северной Америки: в пределах плато Колумбия типичны значения $G = -25$ м, которые понижаются до -30 м в районах Аризоны и Нью-Мексико. Трапсам Антарктиды соответствуют особенно низкие аномалии G : в основном $-(40 \div 50)$ м. Исключение составляют ареалы, расположенные в западной части провинции (Борг, Вестфиелла, Тхерон), где значения G существенно выше. Экстремально низкие превышения в траптовой выборке приходится на ареалы Индостанского полуострова [$-(55 \div 80)$ м].

Другие индикаторы глубинных масс (M_a , $\Delta g_{\Phi-R}$), сильно коррелированные с геопотенциалом G , изменяются сходным образом.

Наряду с большими региональными различиями отмечается заметное изменение аномальных масс с возрастом магматических образований (см. рис. 69). Среди древних траппов, возраст которых варьирует от рифея до девона, только 13% учтенных ареалов попадают в зоны с $M_a > 0$. Для пермо-триасовых и юрских образований эта доля возрастает до 31%; она еще более увеличивается (до 50%) при переходе к наиболее молодым (К — Q) трапповым ареалам. Таким образом, избыток глубинных масс, соответствующий самым молодым излияниям, уменьшается по мере увеличения возраста пород. Однако эта простая и уже привычная тенденция сильно осложняется тем обстоятельством, что траппам, которые формировались в период распада и раздвижения Гондваны, отвечает самая большая дисперсия значений M_a , в том числе и самые минимальные значения переменных, которые отсутствуют в группах более древних и более молодых ареалов.

Характеристика Z_{st} термического состояния глубинных масс также обнаруживает большие региональные различия. Положительные значения Z_{st} , указывающие на возможный избыточный разогрев глубинных масс, охватывают трапповые поля Северной Америки, ряда районов Евразии (склоны Украинского щита, Зауралье, Кузнецкий бассейн, Восточная Сибирь, Индостанский полуостров и др.). Отрицательные значения Z_{st} более типичны для ареалов Южной Африки, Южной Америки, Антарктиды, Тасмании. Изменения Z_{st} в зависимости от возраста магматических образований имеют сложный характер (см. рис. 69). Для древних проявлений траппового магматизма в целом характерны умеренные положительные значения Z_{st} . По мере омоложения траппов растет дисперсия этого показателя. Одновременно увеличивается доля ареалов, особенно сильно разогретых на глубине. Среди пермо-триасовых и юрских значительную группу составляют такие ареалы, в глубинных частях которых в настоящее время находятся, по всей вероятности, холодные массы. Эти ареалы расположены преимущественно во фрагментах распавшейся Гондваны.

Соотношение между скоростью спрединга в современных зонах дивергенции плит и характеристиками глубинных масс и тепла

В работах М. Н. Басса и К. Ф. Шейдегера было показано, что скорость спрединга отражается на минералогическом составе базальтов, изливающихся в срединных океанических хребтах [115, 201]. П. Р. Вогт обратил внимание на то, что в современных горячих точках, тяготеющих к срединным океаническим хребтам, топографическая высота закономерно убывает по мере увеличения логарифма скорости раздвижения плит [222]. Дополним эту зависимость, характеризующую самую верхнюю часть земной коры, соотношениями между скоростью спрединга и физической характеристикой мантийного вещества.

Учтенные П. Р. Вогтом 11 горячих точек из числа ранее выделенных Дж. Т. Уилсоном [226] и У. Дж. Морганом [184] перечислены ниже (в скобках указана половина скорости спрединга, см/год): Исландия (1), Афар (1), Крозе (1), Азоры (1,2), Буве (1,5), Тристан-да-Кунья (2), Хуан-де-Фука (3), Галапагос (3), Амстердам (3,5), Баллени (3,5), Эстер (7). Эти точки используем для сравнения характеристик избытка глубинных масс G и их разогрева Z_{st}



Рис. 70. Соотношение между параметрами G и Z_{st} для 11 горячих точек.

Точки: 1 — логарифм скорости спрединга меньше оценки среднего значения этой переменной по выборке, 2 — то же, больше; линии регрессии: 3 — современные горячие точки, 4 — разновозрастные трапповые провинции.

(рис. 70). Общая тенденция уменьшения G с ростом Z_{st} проявлена и в пределах рассматриваемой выборки. Весьма примечательно, что точки, в которых логарифм скорости спрединга больше среднего выборочного значения, расположены ниже линии регрессии, т. е. отличаются относительным недостатком масс (более разогреты), тогда как точки, для которых установлена низкая скорость спрединга, отличаются избытком масс (относительным охлаждением). Единственное исключение представляет Афар, где скорость спрединга мала с учетом относительного дефицита масс и разогрева. Объяснить это можно следующим образом: в отличие от всех остальных горячих точек вблизи Афара располагается область с толстой континентальной литосферой, процесс раскола и раздвижения которой находится в ранней стадии. Таким образом, скорость подъема и растекания масс, сильно зависящая от вязкости (т. е. от температуры) вещества, находит отражение не только в минералогических, но и в геофизических индикаторах разогрева.

Наряду с линией регрессии параметра G на Z_{st} , определенной для совокупности современных горячих точек, на рис. 70 построена аналогичная линия, отвечающая разновозрастным трапповым провинциям. Расположение точек по отношению к ней также показывает, что области с малой скоростью спрединга отличаются относительным избытком масс. Ввиду отсутствия систематической корреляционной связи G и Z_{st} с возрастом t траппов (слабая тенденция имеется для M_a) представляется возможным не редуцировать оценки G и Z_{st}

за переменную t и рассматривать зависимость для трапповых провинций как вполне сопоставимую с современным соотношением для горячих точек. Отсюда следует, что термодинамические условия при формировании трапповых провинций прошлого (в той мере как они запечатлены в соотношении G и Z_{st}) в среднем были близки к современным. Таким образом, эмпирические данные подтверждают представление К. Ле Пижона [177] и др. о том, что повышенный разогрев мантийных масс содействует высокой скорости латерального перемещения литосферы.

Связи геофизических параметров трапповых провинций

Рассмотрим статистические связи между параметрами глубинного строения (табл. 63). Мощность земной коры положительно коррелирована с возрастом t магматических образований. Более мощной коре присуща повышенная плотность, о чем можно судить по связи H и \bar{v} , а также более консолидированная

ТАБЛИЦА 63

Общие парные коэффициенты корреляции геофизических параметров разновозрастных трапповых провинций

Сейсмический разрез земной коры				Гравитационное поле					Электромагнитное и тепловое поле			Временные показатели		
H	$\frac{\Delta H}{\Delta x}$	\bar{v}	v_M	Δg_B	G	$\frac{\Delta G}{\Delta x}$	G_Z	M_a	Z_{st}	$\frac{\Delta Z_{st}}{\Delta x}$	q	$\lg t_{\text{эп}}$	$\lg t$	
	-0,1	+0,4	+0,5	-0,2	-0,1	0,0	0,0	-0,2	+0,3	+0,1	-0,4	+0,3	+0,5	H
		0,0	-0,2	0,0	-0,1	0,0	-0,2	0,0	0,0	+0,1	-0,1	0,0	-0,1	$\Delta H/\Delta x$
			+0,1	0,0	+0,4	-0,3	+0,4	0,0	0,0	+0,3	0,0	+0,1	+0,4	\bar{v}
				+0,1	0,0	+0,3	+0,2	+0,1	+0,1	-0,1	-0,7	+0,5	+0,3	v_M
					+0,2	-0,1	+0,4	+0,2	+0,1	-0,2	0,0	-0,2	+0,1	Δg_B
						0,0	+0,8	+0,7	-0,4	+0,1	+0,2	-0,1	0,0	G
							-0,1	+0,3	-0,2	-0,2	-0,2	+0,2	-0,3	$\Delta G/\Delta x$
								+0,6	0,0	0,0	+0,1	-0,1	0,0	G_Z
									-0,2	-0,2	+0,3	-0,2	-0,3	M_a
										-0,3	-0,1	-0,1	0,0	Z_{st}
											0,0	+0,1	+0,2	$\Delta Z_{st}/\Delta x$
												-0,6	-0,4	q
													+0,1	$\lg t_{\text{эп}}$

95%-ная область значимости для ρ при $|r| \geq 0,14$.

верхняя часть мантии ($r_{H-v_M} = +0,5$). Рост мощности коры в целом сопряжен с глубинным разогревом, однако эта связь не отличается большой определенностью. Деформации границы Мохо слабо связаны с другими переменными. Средняя скорость продольных волн в земной коре повторяет связь мощности H с возрастом магматических образований. Вместе с тем более плотной коре соответствует и более плотная мантия (по крайней мере в том интервале глубин, который отвечает аномалиям G , но еще не полностью исчерпывает общий вклад в аномалии M_a). Связь \bar{v} с G достаточно отчетливая ($r_{v-G} = +0,4$) и сохраняется при введении в параметр G поправки за неодинаковый глубинный разогрев (переход от G к G_Z). Скорость продольных волн в верхней части мантии v_M теснее всего связана с тепловым потоком и с эпиплатформенным временем $t_{эп}$.

Аномалии Буге слабо соотносятся с индикаторами глубинных масс, но показывают отчетливую положительную корреляцию с ними после приведения глубинных масс к условиям одинакового разогрева. Индикаторы избытка глубинных масс отрицательно коррелированы с параметрами повышенного разогрева вещества мантии. Наличие этой связи не вызывает сомнения, однако ее нельзя отнести к числу доминирующих. Суммарная аномальная масса положительно коррелирована с тепловым потоком. Этим подчеркивается связь между концентрацией масс на большой глубине и разогревом литосферы в местах излияний молодых базальтов. Корреляционные связи Z_{st} показывают, что глубинный разогрев охватывает большие области, в которых нивелируется неоднородность распределения тепла и плотности.

Отражение режима формирования базальтов в структуре связей между геофизическими параметрами

Существенные различия в глубинных условиях формирования трапсов и эвгеосинклинальных базальтоидов находят отражение в систематических различиях, присутствующих в статистических характеристиках геофизических параметров. Главное значение имеют различия структуры связей между однотипными переменными. Вместе с тем налицо и систематические расхождения средних значений и дисперсий для ряда параметров, описывающих строение литосферы и глубинных зон мантии. Обозначая выборку трапсов символом t , выборку эвгеосинклинальных базальтоидов — символом b и используя соответствующие индексы при средних \bar{X} и дисперсиях \hat{S}^2 , можно суммировать некоторые результаты сопоставления.

Геофизический параметр	Значимое различие средних	Доверительная вероятность	Значимое различие дисперсий	Доверительная вероятность
H	$\bar{X}_t < \bar{X}_b$	0,9999	$\hat{S}_t^2 < \hat{S}_b^2$	0,9999
Δg_B	Нет	—	$\hat{S}_t^2 < \hat{S}_b^2$	0,9999
G	$\bar{X}_t < \bar{X}_b$	0,975	Нет	—
Z_{st}	$\bar{X}_t < \bar{X}_b$	0,9999	Нет	—

Вывод о том, что для выборки трапсовых ареалов характерна в целом менее мощная кора и менее дифференцированная литосфера, тривиален. Интересно, что глубинные зоны трапсовых ареалов содержат несколько меньше

ТАБЛИЦА 64

Сопоставление корреляционных связей геофизических параметров в зонах развития траппов и эвгеосинклинальных базальтоидов

Возраст <i>t</i>	Параметры сейсмического разреза			Индикаторы аномальных масс		Индикаторы термического режима		
	<i>H</i>	\bar{v}	v_M	Δg_B	<i>G</i>	Z_{st}	<i>q</i>	
	$\begin{matrix} + \\ \text{Э} \cdots \cdots \rightarrow \text{T} \end{matrix}$	+	$\begin{matrix} + \\ \text{Э} \cdots \cdots \rightarrow \text{T} \end{matrix}$	$\begin{matrix} - \\ \text{Э} \cdots \cdots \leftarrow \text{T} \end{matrix}$	$\begin{matrix} - \\ \text{Э} \leftarrow \text{T} \end{matrix}$	$\begin{matrix} + \\ \text{Э} \leftarrow \text{T} \end{matrix}$	$\begin{matrix} - \\ \text{Э} \cdots \cdots \leftarrow \text{T} \end{matrix}$	<i>t</i>
		+	+	$\begin{matrix} - \\ \text{Э} \leftarrow \text{T} \end{matrix}$	$\begin{matrix} - \\ \text{Э} \leftarrow \text{T} \end{matrix}$	$\begin{matrix} + \\ \text{Э} \leftarrow \text{T} \end{matrix}$	-	<i>H</i>
						$\begin{matrix} + \\ \text{Э} \leftarrow \text{T} \end{matrix}$	$\begin{matrix} - \\ \text{Э} \leftarrow \text{T} \end{matrix}$	\bar{v}
					$\begin{matrix} - \\ \text{Э} \leftarrow \text{T} \end{matrix}$	$\begin{matrix} + \\ \text{Э} \leftarrow \text{T} \end{matrix}$	$\begin{matrix} - \\ \text{Э} \rightarrow \text{T} \end{matrix}$	v_M
				$\begin{matrix} + \\ \text{Э} \cdots \cdots \leftarrow \text{T} \end{matrix}$	$\begin{matrix} + \\ \text{Э} \leftarrow \text{T} \end{matrix}$			Δg_B
					$\begin{matrix} - \\ \text{Э} \leftarrow \text{T} \end{matrix}$	$\begin{matrix} + \\ \text{Э} \leftarrow \text{T} \end{matrix}$		<i>G</i>
							$\begin{matrix} - \\ \text{Э} \cdots \cdots \leftarrow \text{T} \end{matrix}$	Z_{st}

Примечание. Показаны различия ρ , значимые с вероятностью не менее 0,95 и 0,99 (соответственно штриховые и непрерывные линии); направление стрелки показывает рост $|r|$. Символы «+» и «-» — знаки коэффициентов корреляции, общие для групп ареалов траппов (Т) и эвгеосинклинальных базальтоидов (Э).

избыточных масс и тепла, хотя вариации глубинных условий в разновозрастных провинциях траппов не менее контрастны, чем в областях формирования эвгеосинклинальных базальтоидов.

Проследим различия структуры связей между геофизическими параметрами (табл. 64). Из 19 случаев значимого расхождения корреляций только в трех установлено усиление связей при переходе от выборки эвгеосинклинальных базальтоидов к выборке траппов. Основная часть всех различий в структуре связей относится к тем переменным, которые характеризуют аномалии масс и тепла. В свою очередь среди них наиболее отчетливо выделяются параметры *G* и Z_{st} , отражающие глубинные условия. Для эвгеосинклинальных базальтоидов распределение во времени и в пространстве глубинных масс и тепла самым тесным образом связано с ростом и развитием земной коры. Для трапповых ареалов глубинные массы и тепло выступают в качестве самостоятельных элементов, проявление которых слабо связано с геофизическими параметрами коры. Взаимная зависимость между глубинными массами и теплом достаточно тесная, на что указывают корреляции их характеристик. Зависимость мощности коры от глубинного разогрева мантийных масс для магматических ареалов в трапповых провинциях выражена гораздо слабее, чем в эвгеосинклинальных зонах (рис. 71). Различия в режиме перемещения глубинных

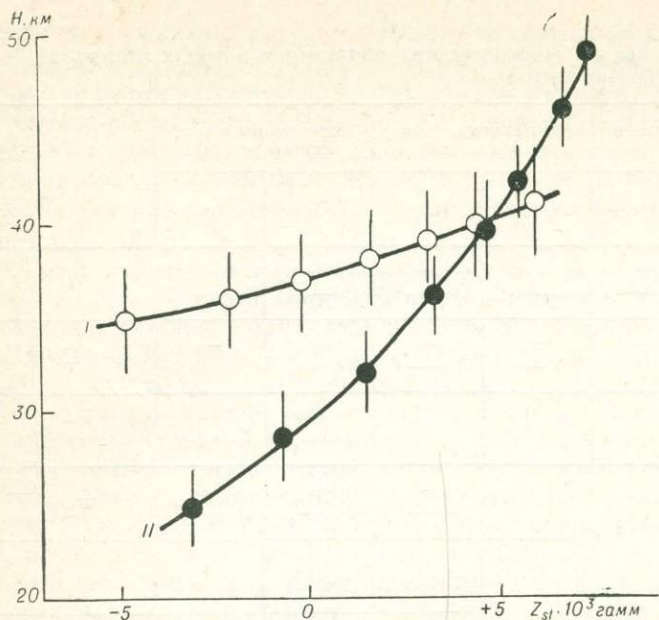


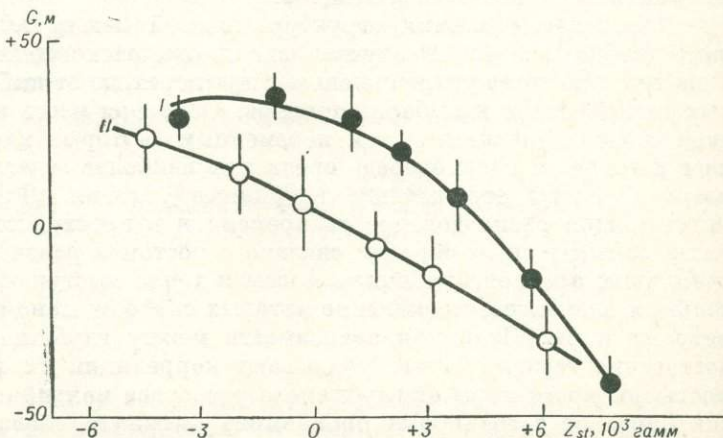
Рис. 71. Соотношение между мощностью земной коры и интенсивностью глубинного разогрева в зонах распространения траппов (I) и эвгеосинклинальных базальтоидов (II).

Вертикальные линии — 90%-ные доверительные интервалы средних значений.

масс и тепла проявлены также на связях переменных G и Z_{st} (рис. 72). В зонах субдукции, где происходит нагнетание литосферного материала и частичная аккумуляция масс, аномалии геопотенциала больше, чем в зонах восходящих течений мантийного материала. Избыток масс становится менее заметным при низких значениях Z_{st} (слабая активность магматической деятельности, большой интервал времени после ее проявления) и при максимальных значениях Z_{st} (высокий разогрев, малая вязкость вещества).

Рис. 72. Сопоставление зависимостей аномального геопотенциала от глубинного тепла для ареалов базальтов, формировавшихся в зонах конвергенции (I) и дивергенции (II) плит.

Вертикальные линии — 90%-ные доверительные интервалы средних значений.



ХИМИЗМ ТРАППОВ И ИНТЕНСИВНОСТЬ ВОСХОДЯЩИХ МАНТИЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Продолжим анализ изменчивости состава пород, учитывая сопряженные вариации важнейших характеристик глубинного строения трапповых провинций. Как и прежде, используем для этой цели факторный анализ, его модификацию — метод главных компонент (табл. 65). Введем дополнительные переменные: S_T — логарифм площади распространения траппов определенного возраста в пределах провинции (с учетом ее последующей фрагментации); W_H — доля интрузивных пород в пределах магматического ареала («фациальность»).

ТАБЛИЦА 65

Результаты факторного анализа характеристик трапповых ареалов

Фактор	Вес, %	Общая характеристика трапповых ареалов				Петрохимическая характеристика пород								
		t	$t_{ЭП}$	S_T	W_H	$\overline{SiO_2}$	Fe	$\frac{Fe}{Fe+Mg}$	$\frac{Fe_2O_3}{Fe}$	$\frac{TiO_2}{Fe}$	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
F_1	22	++		-			+	+						
F_2	17			+	-	+	-	-	-		+	-	-	-
F_3	11		++			-				+				
F_4	8					-								-

Фактор	Вес, %	Геофизическая характеристика глубин						Интерпретация	
		Параметры сейсмического разреза		Индикаторы аномальных масс			Индикаторы термического режима		
		H	v_M	Δg_B	M_a	G	Z_{st}		q
F_1	22	++	++		-	-		-	Общий эволюционный тренд литосферы Интенсивность восходящего мантийного течения и обусловливаемого им спрединга Термическая деградация платформ («тенденция Масайтиса») Региональная неоднородность состава мантии (различия в тектоно-магматическом развитии складчатого фундамента платформ)
F_2	17						-		
F_3	11		+						
F_4	8			+	++	++			

Примечание. Знаки «+» и «-» соответствуют факторным нагрузкам a , у которых $0,4 \leq |a| < 0,7$; знаки «++» и «--» — $|a| > 0,7$.

Первый фактор, как явствует из весьма характерного распределения нагрузок на переменные, отражает общий эволюционный тренд литосферы. Как и ранее (см. табл. 55 и др.), мы видим проявление тенденции истощения вещества мантии легкоплавким компонентом — железом [$+Fe$; $+Fe/(Fe+Mg)$]. Подобно магматическим образованиям складчатых областей древние траппы чаще оказываются локализованными в условиях более мощной коры ($++H$) и консолидированной литосферы ($++v_M$), пониженного теплового потока

(— — q) и относительного дефицита глубинных масс (— M_a ; — G). Последнее обстоятельство может быть связано с эффектом «рассасывания» избыточных мантийных масс, более полного там, где тектоно-магматическая активность завершилась раньше. Вхождение в фактор с отрицательной нагрузкой величины S_T отражает хорошо известный факт, что наиболее массовые проявления трапшвого магматизма приурочены в основном к эпохе мезозойского мобилизма.

Второй фактор включает с высокими нагрузками почти исключительно характеристики состава пород. Как уже отмечалось, возрастание щелочности, титанистости, фосфористости, железистости и окисленности пород при одновременном снижении в них концентрации тугоплавких компонентов — кальция и магния, а также кремнезема можно наблюдать почти в каждой трапшовой провинции. Это проявляется или в виде субконцентрической зональности с обогащением титаном, фосфором и сопутствующими им компонентами периферических частей провинции (Карру [195], Парана), или как фациальные различия пород (долериты и базальты Виллойско-Ленского авлакогена); нередко такая картина трактуется как результат эволюции магматической деятельности (разновозрастные траппы Сибирской платформы [61]). Кроме того (что также отмечалось выше), аналогичные различия устанавливаются при сравнении трапшových провинций, неодинаково удаленных от зон раскола Гондваны.

Все это вместе взятое заставляет искать нечто общее, определяющее указанный петрохимический тренд в столь разных, на первый взгляд, ситуациях. Это общее — вариации массовости (интенсивности и экстенсивности) магматизма. При прочих равных условиях массовость трапшových проявлений убывает к периферии провинции, она сложным образом варьирует во времени, и статистически чаще наиболее обильными оказываются продукты вулканических излияний по сравнению с их субвулканическими (субинтрузивными) эквивалентами (— W_n). Последний факт нетрудно понять, если учесть, что излияния базальтов отвечают режиму наибольшего относительного растяжения литосферы и увеличения ее проницаемости. В свою очередь массовые проявления магматизма свидетельствуют об относительно высоком положении геоизотерм и большей полноте плавления мантийного субстрата, т. е. об условиях, типичных для выплавления базальтов с подчеркнутым толеитовым уклоном. И наоборот, снижение фронта магнообразования обычно сопровождается генерацией расплавов, обогащенных легкоплавкими и летучими компонентами. Эти породы, по существу, занимают промежуточное положение между типичными толеитами и щелочными базальтоидами.

Все отмеченные явления резонно связать с зависимостью массовости трапшového магматизма, имея в виду также размеры трапшových провинций (+ S_T), от интенсивности восходящих мантийных течений, определяющих и вариации магматической активности во времени и зональность трапшových провинций. С этих позиций последнее обстоятельство отражает термическую зональность на разных глубинах, обусловленную радиальным перераспределением разогретого мантийного вещества. В исключительных ситуациях (экстремально высокий разогрев мантии) качественно однотипный процесс порождает зону спрединга со всеми сопутствующими ей явлениями. В этой связи принципиальное значение имеет отрицательная нагрузка на переменную Z_{\downarrow} . На первый взгляд, она противоречит изложенной схеме, поскольку оказывается, что обогащенным

летучими и легкоплавкими компонентами породам соответствует повышенный разогрев глубин, а резко выраженным толеитам — относительный термический минимум в мантии.

Для устранения этого противоречия обратимся к современным гомологам трапшových провинций — срединно-океаническим хребтам. Как известно, в последние годы появилась реальная возможность приступить к сравнительному анализу состава базальтов, выплавляющихся в разных хребтах. В этом плане первостепенное значение имеют уже упоминавшиеся работы М. Н. Басса [115] и К. Ф. Шейдеггера [201]. Эти исследователи показали, что базальты в быстро расширяющихся хребтах (Восточно-Тихоокеанское поднятие) содержат меньше глинозема и более насыщены кремнеземом, чем в расширяющихся медленно (Срединно-Атлантический хребет). Срединные хребты, разрастающиеся с умеренной скоростью (Хуан-де-Фука и др.), сложены базальтами, занимающими промежуточное положение по названным параметрам. Учитывая это соотношение, а также опираясь на результаты температурных оценок по минеральным ассоциациям, М. Н. Басс и К. Ф. Шейдеггер пришли к заключению, что в быстро расширяющихся хребтах магматические очаги расположены на меньшей глубине, чем в разрастающихся медленно. Это означает, что срединно-океаническим хребтам с энергичным спредингом соответствует более интенсивный глубинный разогрев, обеспечивающий высокое положение геозотерм.

Очевидно, что в результате спрединга рожденные в хребтах базальтовые поля постепенно смещаются по латерали из зоны перегретой мантии в область термического минимума, фиксируемого и уменьшением теплового потока и отрицательными значениями Z_{st} . Чем энергичнее спрединг, тем дальше от горячей зоны оказываются магматические образования. Экстраполируя эту тенденцию в прошлое, мы получаем логичное объяснение наблюдаемого соотношения химизма пород с индикатором термического состояния мантии Z_{st} . Конкретизируем это положение.

Как показали исследования В. Л. Масайтиса и других геологов, длительная и сложная тектоническая история Сибирской платформы включает неоднократные проявления трапшového магматизма. В докембрии и среднем палеозое формировались магматические ареалы малых, средних и достаточно крупных размеров. Слагающие их породы в целом* отличаются повышенной концентрацией железа, титана, фосфора и щелочей. Интенсивность восходящих мантийных течений в этот интервал времени не была значительной, что (кроме всего прочего) предопределило широкое развитие не лавовых плато, а силлов и даек. Никаких признаков спрединга при этом не наблюдалось. Самая мощная вспышка трапшového магматизма на Сибирской платформе приурочена к пермотриасовому времени. На этот раз явно преобладающие эффузивы обнаруживают отчетливый толеитовый уклон, приближаясь (но не достигая) в этом отношении к синхронным им породам Южной Африки, Тасмании и Антарктиды. Это обстоятельство находится в полном согласии с представлением о том, что интенсивность восходящего мантийного течения в пределах Сибирской платформы

* На локальных вариациях состава пород мы не будем задерживать внимания, хотя они столь же закономерны и вполне укладываются в развиваемую схему.

и в пермо-триасовую эпоху не достигла уровня, ведущего к расколу континента. Стабильность этой части Лавразии, т. е. сохранение траптовых ареалов в пределах разогретой альма-матер, фиксируется полем положительных значений Z_{st} .

Совсем иная ситуация имела место в пределах гондванских траптовых провинций. Все они без исключения являют собой периферические блоки некогда единой мегапровинции. Созданные мощнейшим восходящим мантийным течением, они оказались затем отброшенными им в разные стороны. Ныне мы фиксируем результаты этого процесса и в петрохимической специализации пород и в отрицательных аномалиях геомагнитного поля Z_{st} . С такой трактовкой истории гондванских траптовых провинций хорошо увязывается преимущественно субвулканический характер сохранившихся на континенте магматических проявлений. Преобладание долеритов, а не платобазальтов свидетельствует об ограниченной проницаемости коры и (или) об умеренной интенсивности вертикальной компоненты мантийного потока в его периферической части. Иначе говоря, фациальная специфика траптов гондванских провинций соответствует динамическому режиму энергичного спрединга. С этим согласуются также признаки формирования силлов в подводных условиях.

Среди гондванских траптовых провинций особый интерес представляет Деканское плато, в пределах которого получили развитие разновозрастные базальтоиды. Из мезозойских наиболее ранние имеют юрский возраст. Их формирование происходило вблизи палеосочленения Индии, Южной Африки и Антарктиды вскоре после начала раскола. Это обстоятельство предопределило отчетливо выраженный толеитовый облик вулканических продуктов, отражающий большую полноту плавления перегретого мантийного субстрата. Основная масса траптов Декана существенно моложе — поздне меловые — палеогеновые. Этому моменту геологической истории отвечает значительное удаление Индии от южных континентов и менее разогретый сектор мантии. Как показано в работах Н. С. Чуза [129], молодые трапты Декана связаны с формированием новых структур — двух рифтовых зон в западной части Индостанского полуострова: Нарбада и Камбей. Эти трапты характеризуются ясно выраженным щелочным уклоном, а их мощность меняется от 2 км на западе (район Бомбея) до 100—200 м на востоке.

Как видим, «эволюция» состава базальтов, если о ней судить по изменению щелочности пород, на Индийской платформе во многом противоположна отмеченной в Восточной Сибири. Повышенную щелочность палеогеновых траптов Декана не следует рассматривать и как проявление некоей глобальной тенденции, ибо, как хорошо известно, синхронные им трапты, формировавшиеся в непосредственной близости от зон энергичного спрединга (Исландия и др.), имеют типичный толеитовый состав.

Итак, с учетом всего изложенного второй фактор может быть проинтерпретирован как влияние интенсивности восходящего мантийного течения и обусловливаемого им спрединга. Хорошим контролем предлагаемой интерпретации фактора служит его отчетливая коррелированность с расстоянием от центров траптовых провинций до зон раскола Пангеи в пермское время. Эти расстояния можно оценить, воспользовавшись глобальными реконструкциями Р. С. Дитца и Дж. Холдена [139] (рис. 73).

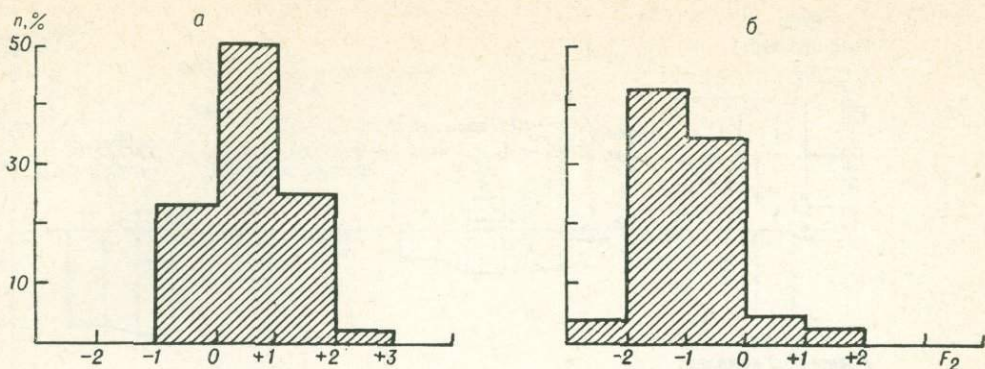


Рис. 73. Распределение значений второго фактора (см. табл. 65) для траптовых ареалов тяготеющих к зонам раскола Пангеи (а) и далеко отстоящих от этих зон (б).

Третий фактор с особо высокими нагрузками включает две переменные: эпиplatformенное время и содержание кремнезема в породах. Нет сомнений в том, что он отражает эволюцию условий магмообразования в пределах платформ — тенденцию В. Л. Масайтиса. Чем больше эпиplatformенное время ($++t_{\text{эл}}$), тем меньше тепловой поток из глубин ($-q$), ниже уровень геозотерм и определяемое им термическое разуплотнение мантии, ведущее к росту скорости продольных сейсмических волн на поверхности Мохо ($+v_M$), значительнее глубина выплавления базальтов, обуславливающая увеличение их основности ($--\text{SiO}_2$).

Четвертый фактор определяется высокими нагрузками на все индикаторы масс ($+\Delta g_B$; $++M_a$; $++G$). Чем сильнее выражен избыток глубинных масс, тем при прочих равных условиях более основными оказываются мантийные выплавки ($-\text{SiO}_2$). Напомним, что сходные соотношения были установлены при рассмотрении вулканитов эвгеосинклиналиных зон и габбро-гранитовых комплексов. Мы полагаем, что фактор отражает региональные плотностные неоднородности мантии, определяемые особенностями ее предшествующей истории. Применительно к траповому магматизму позволительно предполагать влияние тектоно-магматических событий в период формирования складчатого фундамента платформ. Высокими положительными значениями фактора отмечены траппы Британо-Арктической провинции и Русской платформы, т. е. западной части Евразии, для которой столь типичны также спилит-диабазовые и габбро-гранитовые ассоциации повышенной основности. Особо низкие значения фактора приходятся на траптовые ареалы Антарктиды и Индостанского полуострова. Примечательно, что здесь мы вновь сталкиваемся с влиянием «легкости» Индийского щита, что отчетливо отразилось на петрохимическом облике раннедокембрийских вулканитов (см. главу VI).

Итак, четыре главные компоненты в совокупности определяют около 60% изменчивости состава и строения траптовых ареалов. При этом с учетом факторных нагрузок на петрохимические характеристики пород* можно

* Сумма квадратов факторных нагрузок для ряда переменных в первых четырех главных компонентах достигает 0,7—0,8.

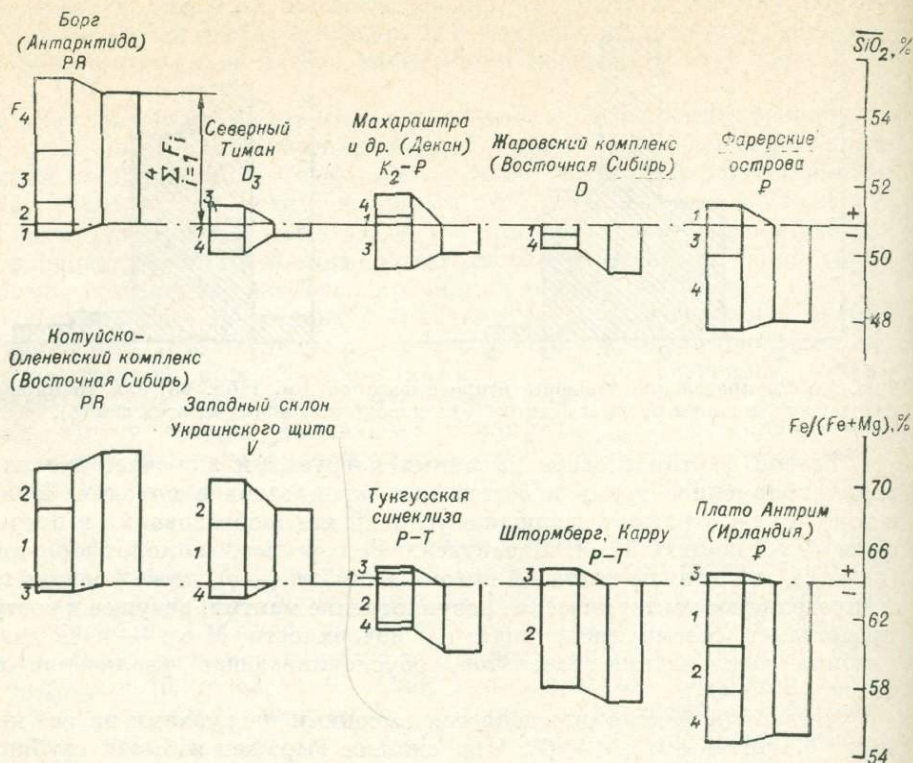
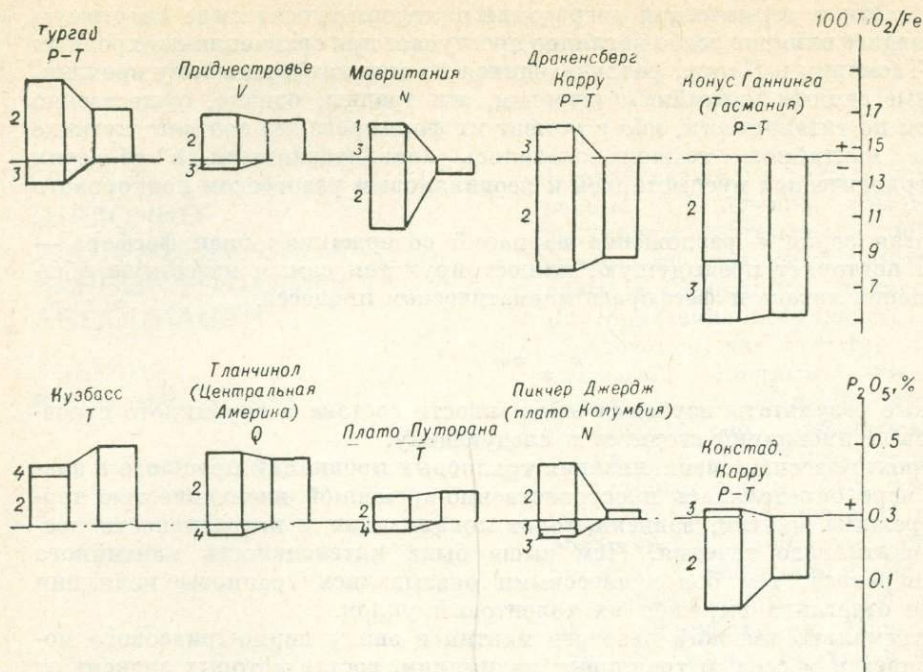


Рис. 74. Разложение по факторам отклонений от средних значений характеристик состава трапзов.

утверждать, что в рамках данной интерпретации находит объяснение до 80% изменчивости содержания в породах кремния, их железистости и титанистости. Это обстоятельство позволяет в наглядной форме представить генезис наблюдаемого разнообразия состава пород, воспользовавшись, как и прежде, регрессионными оценками вкладов каждого из факторов в измеренное значение той или иной характеристики на разных объектах (рис. 74).

Как и следовало ожидать, для содержания кремнезема вклады первого фактора оказались весьма умеренными. Тем не менее обращает на себя внимание слабая тенденция их роста в более молодых образованиях. Заметим, что эта тенденция находила отражение и в структуре первого фактора, но не была показана в табл. 65, так как соответствующая нагрузка по абсолютному значению не достигала принятого граничного 0,4. Вклады второго фактора также не велики, ибо все рассматриваемые здесь трапзовые ареалы либо пространственно, либо во времени удалены от зон пермского раскола Пангеи.

Весьма существенны вклады третьего фактора — результат того, что объекты сильно различаются по эпиплатформенному времени. Максимальный положительный вклад приходится на протерозойские трапзы Антарктиды,



имеющие малый эпиплатформенный возраст; максимальный отрицательный — на траппы Декана, характеризующиеся малым временем t и большим $t_{\text{эп}}$. Вклады четвертого фактора хорошо иллюстрируют региональную гравитационную неоднородность верхней мантии и отвечающую ей петрохимическую специализацию магматизма. Фарерские острова находятся в зоне крупнейшей положительной аномалии геопотенциала, охватывающей всю Западную и Центральную Европу. В соответствии с этим и траппы Фарерских островов (подобно всем прочим магматическим проявлениям Европы) обнаруживают явное уклонение в сторону повышенной основности — большие отрицательные вклады четвертого фактора. Полной противоположностью Европе в этом смысле является «легчайший» континент мира — Антарктида; как следствие, наблюдаем большой положительный вклад четвертого фактора для соответствующего магматического ареала. Алгебраическая сумма вкладов с достаточным приближением соответствует исходным эмпирическим данным.

Следующая серия разложений относится к железистости пород. В отличие от предыдущей здесь наибольшие вклады вносят два первых фактора. «Древность» и «локальность» траппов Украинского щита и Восточной Сибири определяет их экстремально высокую железистость. Напротив, весьма низкая железистость лавы Штормберга выдает ее гондванское происхождение и связь с бурными тектоно-магматическими событиями на границе палеозоя и мезозоя.

Третья серия разложений иллюстрирует определяющую роль интенсивности восходящего мантийного течения в изменчивости титан-железного

отношения, хотя и термическая деградация платформ вносит сюда ощутимую лепту. Последнее влияние особо наглядно проступает при сравнении синхронных долеритов Тасмании и Карру, различающихся по эпиплатформенному времени. Порожденные единым мантийным течением, эти траппы, однако, существенно различаются по титанистости, ибо в момент их формирования соответствующие ответвления мантийного течения оказались локализованными в областях с разной геологической предысторией и неодинаковым разогревом подкорового субстрата.

Четвертая серия — разложение вариаций содержания окиси фосфора — в основном повторяет предыдущую, иллюстрируя тем самым известную общность поведения титана и фосфора в магматическом процессе.

* * *

Основные результаты изучения изменчивости состава и глубинного строения трапповых провинций сводятся к следующему.

1. Петрохимическая специализация трапповых провинций прошлого в значительной мере определялась пространственно-временной изменчивостью термического режима мантии, зависящего от локализации и интенсивности восходящего мантийного течения. Чем выше была интенсивность мантийного теплопереноса, тем более массовыми оказывались трапповые излияния и тем более отчетливо выражен их толеитовый уклон.

2. Экстремально высокий разогрев мантии в эпоху пермо-триасового мобилизма привел к массовым трапповым излияниям, состав которых зависит от пространственной близости к зонам раскола Пангеи.

3. Наряду с возрастанием основности траппов по мере термической деградации платформ (тенденция Масайтиса) наблюдается глобальный эволюционный тренд — обеднение более молодых пород железом.

4. В горячих точках, тяготеющих к современным зонам спрединга, соотношение характеристик глубинных масс и тепла близко к установленному для совокупности разновозрастных трапповых ареалов. Большой скорости спрединга отвечает относительно повышенный глубинный разогрев, фиксируемый аномалиями Z_{st} .

5. Региональные плотностные неоднородности мантии, устанавливаемые по аномалиям гравитационного потенциала, непосредственно отражаются на составе траппов. При прочих равных условиях наибольшей фемичностью отличаются траппы Западной Европы (Британо-Арктическая провинция), наименьшей — Антарктиды.

6. Процессы большего или меньшего разрушения (базификация, океанизация) континентальной коры на деструктивных границах плит, сопутствующие формированию трапповых провинций, объясняют отсутствие стабильных связей характеристик глубинных масс и тепла с параметрами коры. В этом отношении трапповые провинции коренным образом отличаются от эвгеосинклинальных зон, размещающихся на конструктивных границах плит. При одинаковой интенсивности глубинного разогрева зоны восходящего мантийного течения выделяются относительным дефицитом глубинных масс по сравнению с зонами нисходящего течения, где происходит концентрация литосферного материала.

ГЛАВА XI

ЩЕЛОЧНО- УЛЬТРАОСНОВНЫЕ КАРБОНАТИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ

ОБЪЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ

В этой главе мы рассмотрим разнообразные проявления ультраосновного щелочного магматизма, включающие сложно построенные интрузивные массивы, вулканические поля и вулканоплутонические комплексы. Подобные образования, как известно [23, 38, 48], считаются типичными для платформ. В связи с этим заметим, что щелочно-ультраосновные карбонатитовые ассоциации, явно тяготеющие к жестким стабильным структурам, тем не менее известны также в пределах складчатых областей (областей завершенной складчатости). В последнем случае они обычно локализованы в глубоких тылах палеозон субдукции. Примером могут служить Сайжа, Гулхем и другие массивы Забайкальской провинции.

Предпринятым обобщением в той или иной мере (в зависимости от геологической изученности и доступности эмпирического материала) охарактеризованы все важнейшие щелочно-ультраосновные провинции мира, известные в пределах Евразии, Африки и американских континентов (рис. 75, табл. 66). В качестве элементарного объекта систематизации принят магматический ареал, включающий с той или иной полнотой характерную гамму пород, начиная с оливинитов и пироксенитов (пикритов) и кончая богатыми нефелином породами: ийолитами, уртитам, нефелиновыми сиенитами (фонолитами), а также карбонатитами. Обычно это обособленный интрузивный массив, вулканическое поле, реже серия мелких сближенных в пространстве интрузивных тел (даек, штоков). Всего учтено 102 ареала. Размеры тел варьируют в широких пределах: от десятых долей

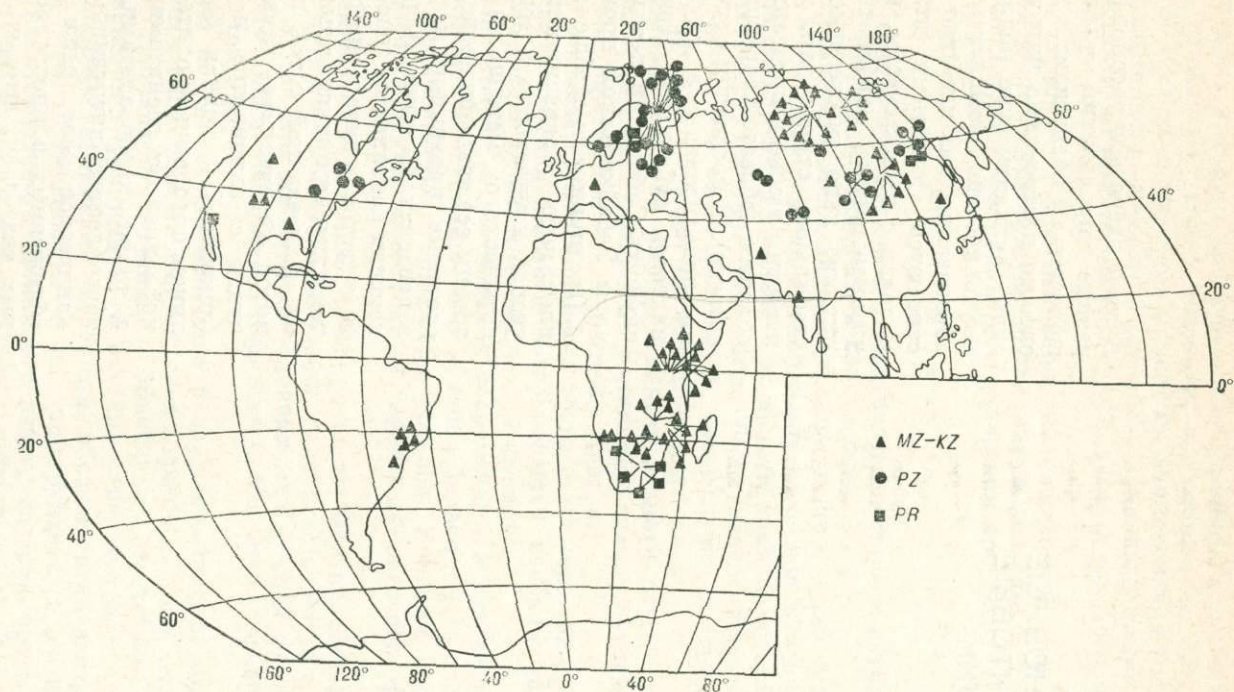


Рис. 75. Схема размещения магматических ареалов щелочно-ультраосновной карбонатитовой ассоциации.

Петрохимическая изученность щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов

Провинции (массивы)	Возраст	Количество химических анализов
Карело-Кольская (Песочный, Африканда, Ковдор, Контозерский и др.)	PZ ₁	246
Скандинавская (Альне, Фен, Сёкле и др.)	PZ ₁	27
Маймеча-Котуйская (Гулинский, Одихинча, Бор-Урях и др.)	P—T	169
Восточно-Саянская (Белая Зима, Тагна и др.)	PZ ₁	36
Сетте-Дабанская (Горное Озеро, Гек и др.)	PZ ₃	22
Алданская (Арбарастах, Ингили)	PZ ₃	35
Енисейская (Кийский)	P	6
Кокчетавская (Барчинский, Красномайский)	PZ ₁	42
Сихотэ-Алиньская (Кокшаровский)	MZ	12
Индийская (Амба-Донгар)	P	4
Тувинская (Чикский, Дахуунурский)	MZ	34
Анабарская (группа Номохтоох и др.)	PZ?	19
Чадобецкая	MZ	6
Забайкальская (Сайжа, Гулхем и др.)	MZ	15
Южно-Канадская (Сибрук, Немегос)	R	14
Приатлантическая (Маниту)	PZ ₁	7
Монтриджийская (Ока)	MZ ₁	9
Уачитская (Магнет-Ков)	MZ	28
Кордильерская (Айрон-Хилл, Маунтин-Пас и др.)	PR	16
Бразильская (Якупиранга, Араша и др.)	MZ	15
Трансваальская (Шпицкоп, Палабора, Гленовер и др.)	PR	39
Юго-Западная Африка (Ондуракоруме, Калкфелд и др.)	MZ	21
Южно-Родезийская (Шава, Дорова, Чизанья)	MZ	13
Юго-Восточная Африка (Мвамбуто, Чазвета, Панда-Хилл и др.)	MZ	27
Западный рифт (Луэш)	P	4
Восточный рифт (Олдоиньо-Ленгаи, Хома, Букусу и др.)	P	18

квадратного километра (массивы Гек, Воин в Сетте-Дабане) до первых сотен квадратных километров (Гулинский плутон Маймеча-Котуйской провинции). Для выяснения соотношения между составом магматических пород и размерами тел учитывалась величина \sqrt{S} — «эффективный диаметр», где S — площадь распространения пород.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О СОСТАВЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ

Как известно [23, 38 и др.], магматические тела, принадлежащие щелочно-ультраосновной карбонатитовой ассоциации, отличаются большой пестротой и непостоянством петрографического состава. Наряду с массивами, в которых резко преобладают дуниты и пироксениты (Лесная Варака, Африканда, Бор-Урях и др.), не менее обычны тела, сложенные почти нацело нефелинсодержащими породами и (или) карбонатитами (Айрон-Хилл, Араша, Сукулу и др.). Об относительной распространенности главных петрографических разновидностей пород в пределах изучаемой выборки дает представление рис. 76.

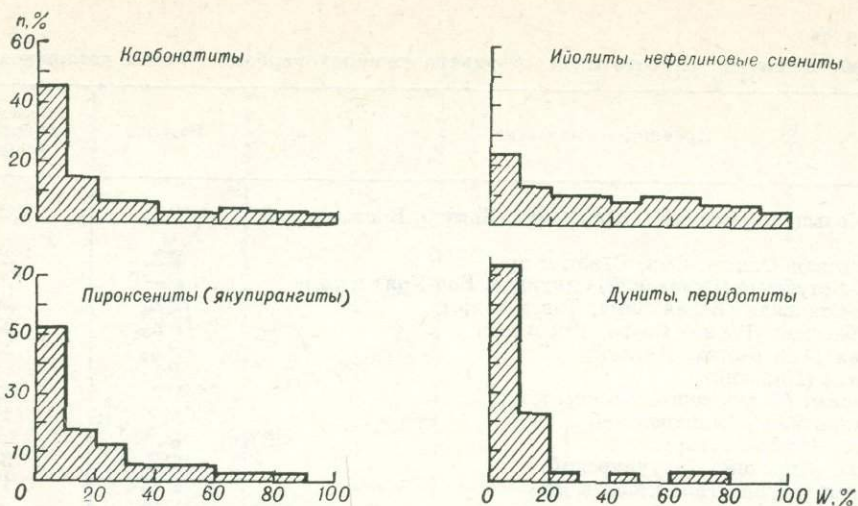


Рис. 76. Распространенность главных петрографических разновидностей пород в щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивах.

Наблюдается тенденция убывания доли ультраосновных пород в составе интрузивных массивов (вулканических полей) более молодого возраста. Кроме того, в областях завершенной складчатости магматические комплексы оказываются в целом менее основными (ультраосновными). Еще можно отметить несомненное возрастание роли эффузивной фации в магматических ассоциациях щитов и платформ, в то время как в пределах складчатых областей явно доминируют интрузивные образования. Это связано, вероятно, с тем, что в пределах щитов и платформ относительно чаще обеспечиваются условия относительного растяжения литосферы, обеспечивающие большую проницаемость коры для мантийных вышлавков. Очевидно, по этой же причине относительная распространенность карбонатитов в целом растет по мере увеличения в составе магматических ассоциаций доли пород эффузивной фации.

Резкие колебания петрографического состава магматических тел весьма затрудняют их сравнительный петрохимический анализ. Положение существенно облегчается, однако, благодаря тесной коррелированности составов в ряду пироксенит (якупирангит) — мельтейгит — ийолит — уртит (табл. 67, рис. 77). Отмеченная коррелированность (сериальная петрохимическая специализация магматической ассоциации) позволила воспользоваться регрессионными оценками значений петрохимических характеристик в тех случаях, когда в составе магматического ареала та или иная петрографическая разновидность полностью отсутствовала либо не была изучена петрохимически. Более того, в конечном итоге оказалось целесообразным для изучения главных тенденций изменчивости пород ограничиться учетом состава одного из промежуточных членов серии, а именно, мельтейгита. Для этой петрографической разновидности требовалось минимальное число регрессионных оценок, которые к тому же получались более надежными, чем например, для якупирангитов или уртитов.

ТАБЛИЦА 67

Общие парные коэффициенты корреляции между петрохимическими компонентами пород якупирангит-уртитового ряда

Компо- ненты	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
P ₂ O ₅	-0,3	-0,1	0,0	-0,1	-0,1	+0,2	-0,2	+0,4	-0,1	0,0
K ₂ O	+0,2	-0,4	+0,6	-0,4	-0,4	0,0	-0,4	-0,6	+0,5	
Na ₂ O	+0,3	-0,5	+0,8	-0,4	-0,6	-0,2	-0,6	-0,7		
CaO	-0,4	+0,3	-0,6	+0,3	+0,2	+0,2	+0,2			
MgO	-0,1	+0,3	-0,7	+0,3	+0,5	-0,2				
MnO	0,0	-0,1	-0,1	0,0	0,0					
FeO	-0,2	+0,4	-0,6	+0,2						
Fe ₂ O ₃	-0,4	+0,6	-0,5							
Al ₂ O ₃	+0,1	-0,6								
TiO ₂	-0,3									

95%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0,2$.

Отметим наиболее отчетливо проявленные закономерности в изменении химизма пород. Подобно тому, что было установлено ранее, в частности, при анализе состава габбро-гранитовых ассоциаций (глава VIII), наблюдается явно выраженная зависимость состава мельтейгитов от доли ультраосновных пород. Чем шире в интрузивном массиве представлены ультрабазиты, тем более обогащенными фемическими компонентами и обедненными кремнеземом оказываются мельтейгиты и другие нефелинсодержащие породы. Индикаторами этой тенденции служат оценки корреляционных связей: $r_{W_{yo}-SiO_2} = -0,33^*$; $r_{W_{yo}-Fe} = +0,41$; $r_{W_{yo}-MgO} = +0,47$ и т. д. Поскольку в более крупных интрузивных массивах ультрабазиты обычно распространены шире, наблюдается слабая положительная корреляционная связь содержания магния в породах с величиной \sqrt{S} : коэффициент $r_{\sqrt{S}-MgO} = +0,26$. Присутствие в магматических телах значительных количеств карбонатов снижает фемичность всех типов пород и увеличивает в них концентрацию щелочей: $r_{W_K-Fe} = -0,38$; $r_{W_K-MgO} = -0,31$; $r_{W_K-Na_2O} = +0,34$ (W_K — доля магматического ареала, занятая карбонатами).

Интрузивные массивы, размещающиеся на щитах и платформах, отличаются от локализованных в областях завершенной складчатости пониженной

* Здесь и дальше (в пределах этой главы) с учетом объема выборки 95%-ная зона значимости для ρ определяется значением $|r| \geq 0,2$.

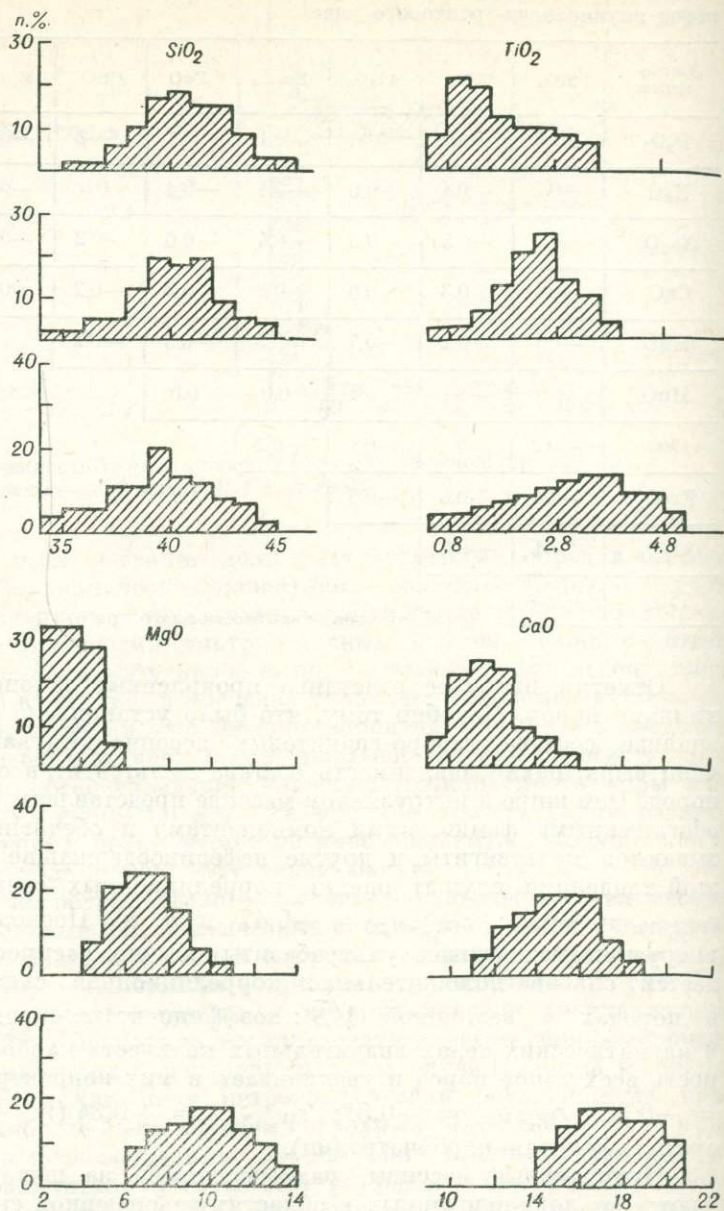
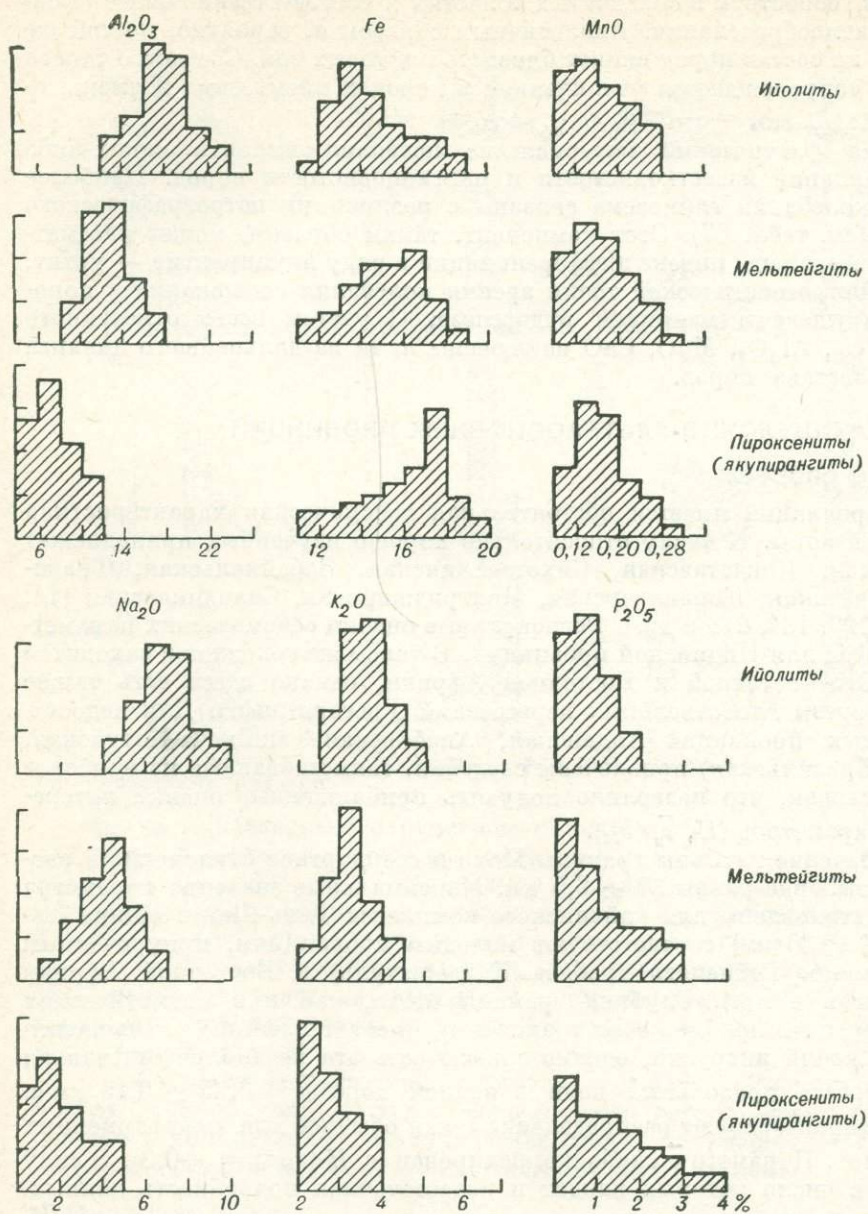


Рис. 77. Распределение петрогенных компонентов в породах



щелочно-ультраосновной карбонатитовой ассоциации.

концентрацией кремнезема. Это может быть следствием более высокого в среднем положения геоизотерм в складчатых областях и соответственно более высокого уровня магмообразования. Аналогичным образом и, вероятно, по той же самой причине на состав пород влияет близость рифтовых зон. Соседство такого рода структур сопровождается увеличением в породах кремнезема и уменьшением магния: $r_{R_{\text{рифт}}-\text{SiO}_2} = -0,33$; $r_{R_{\text{рифт}}-\text{MgO}} = +0,36$.

Имеющийся фактический материал не позволил выявить каких-либо устойчивых вариаций известковистости и марганцовистости пород. Наиболее значительные колебания глинозема связаны с различиями петрографического состава пород (см. табл. 67). Этот компонент, таким образом, может рассматриваться как своего рода индекс дифференциации в ряду якуширангит — уртит. Интересные с петрогенетической точки зрения колебания содержания в породах титана затушеваны влиянием рудогенеза. С учетом всего отмеченного компоненты TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , CaO исключены нами из дальнейшего анализа изменчивости состава пород.

КОРА И МАНТИЯ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Сейсмические разрезы

Для многих провинций имеется обстоятельная сейсмическая характеристика разрезов земной коры. К числу относительно хорошо изученных принадлежат Карело-Кольская, Кокчетавская, Сихотэ-Алинская, Забайкальская, Трансваальская, Уачитская, Кордильерская, Монтриджийская, Скандинавская [14, 20, 66, 70, 81, 120, 134, 218 и др.]. Региональные оценки сейсмических параметров коры имеются для Индийской провинции. В таком же положении находится изученность Юго-Восточной и Восточной Африки, однако здесь есть также конкретные разрезы для отдельных пересечений (Грегори-рифт). Для недостаточно изученных провинций (Алданская, Анабарская, Маймеча-Котуйская, Родезийская, Бразильская) привлечены сведения, заимствованные из наиболее полноценных сводок, что позволило получить приближенные оценки интересующих нас параметров (H , \bar{v} , v_M).

Среднее значение глубины границы Мохо и стандартное отклонение в рассматриваемой выборке равны $37 \pm 6,5$ км. Максимальные значения параметра ($H \approx 60$ км) установлены для кайчинского комплекса Тянь-Шаня. Минимальные оценки ($H \leq 30$ км) соответствуют молодым провинциям, приуроченным к рифтовым зонам Рейнского грабена (Кайзерштуль) и Восточной Африки (Олдоиньо-Ленгаи и др.). Глубина границы Мохо, как и в магматических провинциях других типов (включая трапшвые), имеет тенденцию уменьшаться по мере омоложения интрузий, однако зависимость эта не вполне отчетливая (рис. 78). Скорость продольных волн в земной коре $\bar{v} = 6,35 \pm 0,15$ км/с. Эти значения характеризуют распределение \bar{v} как обычное для платформенных областей и щитов. Параметр \bar{v} слабо коррелирован с H ($r_{H-\bar{v}} = +0,3$). В силу ряда причин, в число которых входит и недостаточная подробность данных, скорость \bar{v} не обнаруживает отчетливых связей с геологическими характеристиками щелочно-ультраосновных комплексов. Отметим, однако, что в зонах распространения крупных, преимущественно ультраосновных массивов (Курга и др.) скорость продольных волн повышена.

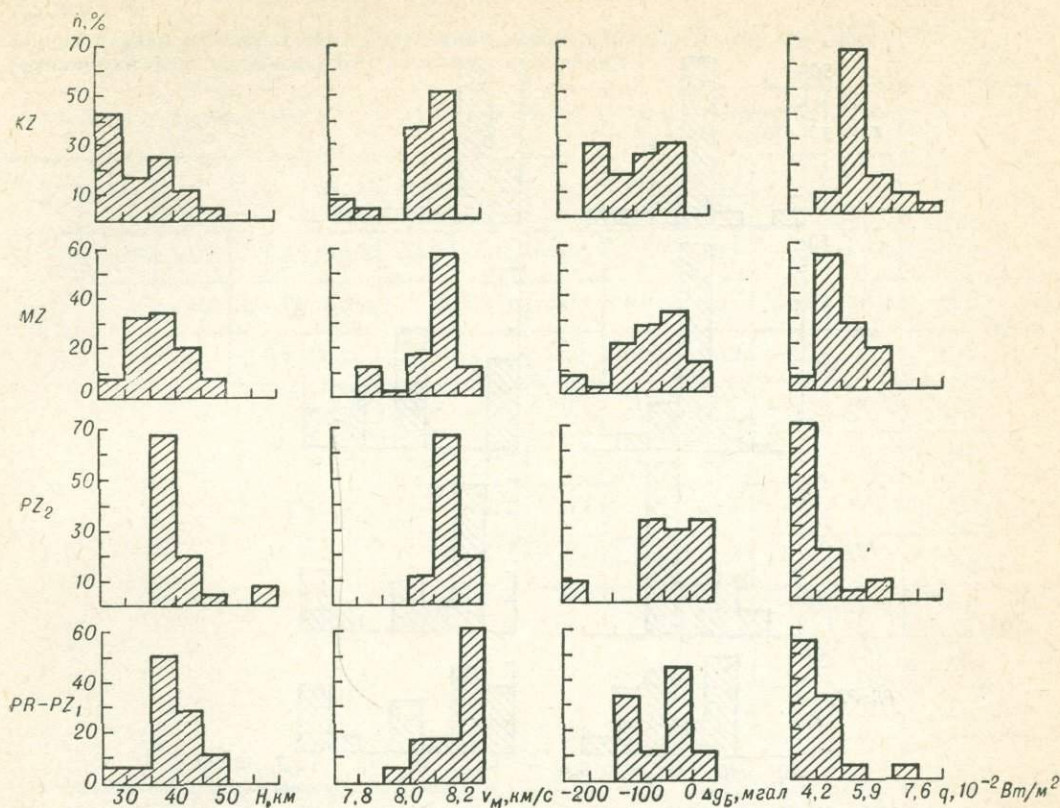


Рис. 78. Распределение геофизических параметров литосферы разновозрастных щелочно-ультраосновных провинций.

Более характерным параметром является граничная скорость v_M . Среднее значение и стандарт этого параметра равны $8,05 \pm 0,15$ км/с. Минимальные значения ($v_M \leq 7,8$ км/с) установлены для ареалов развития самых молодых интрузий. Одно из объяснений низких значений v_M , полученных в сейсмических разрезах Грегори-рифта и Рейнского грабена, основано на том, что здесь оценки v_M относятся не к обычной мантии, а к смеси коро-мантийного материала. Максимальные значения граничной скорости ($v_M = 8,2 \div 8,3$ км/с) характерны для областей развития древних комплексов, обладающих земной корой повышенной мощности.

Особенности сейсмических разрезов отражают широкий спектр тектонических условий, типичный для современного расположения щелочно-ультраосновных комплексов (кристаллические щиты, платформы, области завершенной складчатости и тектоно-магматической активизации).

Физические поля

Вариации аномалий физических полей (гравитационного, теплового) также указывают на разнообразие рассматриваемых провинций по их тектоническому положению и возрасту. Среднее значение и стандартное отклонение аномалий

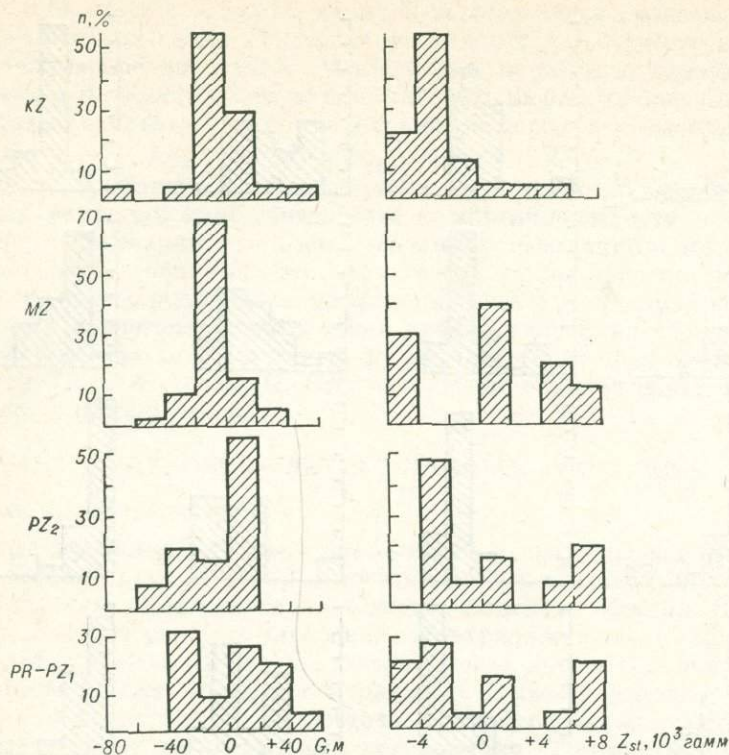


Рис. 79. Распределение индикаторов глубинных масс и тепла.

Буге $\Delta g_B = -70 \pm 75$ мгал. Можно думать, что численные характеристики Δg_B , как и v_M , отражают влияние сравнительно многочисленной группы ареалов Восточной Африки. Интрузивные ареалы Кайчинской, Тувинской, Забайкальской и других провинций, расположенных в складчатых областях с высокогорным рельефом, тоже должны быть приняты во внимание при анализе приведенных оценок Δg_B . Наряду с особенностями тектонической позиции щелочно-ультраосновных провинций аномалии Буге фиксируют особенности состава и строения интрузий. Большие массивы плотных пород создают значительные (десятки миллигал) максимумы Δg_B . Количественная интерпретация аномалий с учетом сведений о плотности внедрившихся и вмещающих пород позволяет приблизительно оценить глубину нижней границы тел. Для больших массивов она в ряде случаев превышает 6—7 км [20]. Распределение аномалий Буге в зависимости от возраста провинций (см. рис. 78) не выявляет отчетливой тенденции. Наибольшая дисперсия Δg_B характерна для мезозойских комплексов.

Плотность теплового потока q значительно теснее связана с возрастом комплексов ($r_{t-q} = -0,6$). Отчетливая тенденция повышения q на площади развития молодых комплексов видна даже при не очень большой подробности

Общие парные коэффициенты корреляции между геофизическими параметрами разновозрастных щелочно-ультраосновных провинций

Сейсмический разрез земной коры				Гравитационное поле			Электромагнитное и тепловое поле			Возраст		
H	ΔH_Z	\bar{v}	v_M	Δv_{Mq}	Δg_B	$\Delta g_{\Phi-K}$	G	Z_{st}	$\frac{\Delta Z_{st}}{\Delta x}$	q	t	
	+0,8	+0,3	+0,2	+0,3	-0,2	0,0	-0,2	+0,3	-0,1	-0,1	+0,3	H
		+0,3	+0,3	+0,2	-0,2	+0,2	+0,1	0,0	0,0	-0,2	+0,2	ΔH_Z
			+0,4	+0,2	+0,3	+0,2	0,0	+0,1	+0,2	-0,5	+0,2	\bar{v}
				+0,8	+0,3	+0,2	+0,1	0,0	+0,1	-0,6	+0,4	v_M
					0,0	+0,2	0,0	+0,2	0,0	0,0	+0,2	Δv_{Mq}
						+0,5	+0,3	0,0	+0,4	-0,5	+0,2	Δg_B
							+0,6	-0,4	+0,1	-0,3	+0,2	$\Delta g_{\Phi-K}$
								-0,7	+0,4	-0,4	+0,2	G
									-0,3	+0,2	+0,1	Z_{st}
										-0,2	0,0	$\Delta Z_{st}/\Delta x$
											-0,6	q

95%-ная область значимости для ρ при $|r| \geq 0,2$.

сведений о региональных вариациях этой характеристики. Для выборки использованы преимущественно известные сводки [93, 127, 147, 176 и др.].

Как обычно, в дополнение к характеристикам масс и тепла в верхней части литосферы использованы индикаторы глубинных физических условий G и Z_{st} (рис. 79). Обращает на себя внимание рост дисперсии аномалий G и Z_{st} при переходе от молодых к более древним образованиям. Примечательно распределение значений Z_{st} для комплексов мезозойского возраста, которые распадаются на дискретные группы с холодной, близкой к нормальной и разогретой мантией. Для наиболее древних комплексов распределения Z_{st} и G указывают на широкий и менее четко подразделяющийся спектр глубинных условий.

В системе связей между геофизическими параметрами провинций (табл. 68) наряду с основными переменными представлены вспомогательные, полученные путем исключения влияния отдельных эффектов (мощность коры, приведенная к постоянному глубинному разогреву; граничная скорость, приведенная к постоянной плотности теплового потока).

Мощность земной коры положительно коррелирована со скоростью сейсмических волн в литосфере. По мере роста H отмечается тенденция уменьшения

аномалий Буге и гравитационного потенциала. Мощность коры увеличивается с возрастом интрузий. После введения редукции за неодинаковый глубинный разогрев сохраняются связи H только со скоростью сейсмических волн. Скорость волн на поверхности Мохо положительно коррелирована с аномалиями Буге и отрицательно с тепловым потоком. Охлаждение литосферы сопровождается ростом Δg_B и v_M . Гравитационные индикаторы аномальных масс довольно тесно связаны друг с другом. Концентрация глубинных масс, измеряемая величиной G , убывает с усилением разогрева: отрицательная корреляция установлена не только для Z_{st} , но и для q . Тепловой поток отличается максимальным числом связей. В список коррелированных с ним переменных входят сейсмические скорости и гравитационные аномалии. Все корреляции q отрицательные, исключение составляет связь с Z_{st} . Обращают на себя внимание слабые связи переменных G и Z_{st} с параметрами литосферы, что, как и в траптовых провинциях, вероятно, отражает значительную самостоятельность процессов глубинного теплопереноса.

Соотношение состава магматических ассоциаций с геофизическими характеристиками глубин

Проанализируем общие парные коэффициенты корреляции между некоторыми характеристиками состава магматических тел и глубинного строения соответствующих провинций (табл. 69). Связи распространенности карбонатитов W_K индуцированы в основном различиями в составе и глубинном строении щелочно-ультраосновных провинций, локализованных в пределах щитов и платформ, с одной стороны, и областей заверченной складчатости — с другой. Как уже отмечалось, распространенность этих пород в более стабильных структурах значительно выше. Корреляционные связи отражают умеренную или относительно сокращенную мощность земной коры; близкую к средней или невысокую скорость продольных сейсмических волн в коре и на границе Мохо; общую

ТАБЛИЦА 69

Общие парные коэффициенты корреляции между распространенностью ультраосновных пород и карбонатитов, компонентами состава мельтейгитов и параметрами глубинного строения территории

Переменные	Δg_B	$\Delta g_{\Phi-K}$	G	Z_{st}	$\frac{\Delta Z_{st}}{\Delta x}$	H	\bar{v}	v_M	q
W_{yo}	+0,3	+0,2	0,0	+0,2	+0,3	+0,3	+0,4	+0,3	-0,3
W_K	0,0	0,0	0,0	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,2	0,0
SiO_2	0,0	0,0	+0,2	-0,3	0,0	-0,4	-0,3	0,0	0,0
Fe	+0,2	0,0	0,0	0,0	+0,3	+0,2	+0,2	0,0	0,0
MgO	+0,3	+0,4	+0,2	0,0	+0,2	+0,2	+0,3	+0,3	-0,2
Na_2O	0,0	+0,2	0,0	-0,2	-0,2	-0,2	-0,3	0,0	-0,1

95%-ная зона значимости для ρ при $|r| \geq 0.2$.

без резких контрастов) охлажденность мантии в пределах этих структур. Связи характеристики W_{yo} прямо противоположны отмеченным выше и объясняются теми же причинами. Обращает на себя внимание закономерное различие связей распространенности ультраосновных пород с аномалиями Δg_B , $\Delta g_{Ф-К}$ и G . Оно свидетельствует о том, что вариации W_{yo} в магматических телах так или иначе сопряжены с локальными изменениями плотности, фиксируемыми гравитационными аномалиями в редукции Буге, и не связаны прямо с глобальными плотностями неоднородностями мантии, о которых мы судим по значениям G и отчасти $\Delta g_{Ф-К}$.

Связи петрохимических характеристик мельтейцитов, как и следовало ожидать, оказались индуцированными доминирующей тенденцией — вариацией в составе магматических тел пород различного петрографического состава. В соответствии с этим силикатные компоненты (SiO_2 и Na_2O) в основном повторяют связи величины W_K , а феррические (Fe и MgO) — связи W_{yo} .

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ АССОЦИАЦИИ В СТРУКТУРЕ КИМБЕРЛИТ-ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ МЕГАПРОВИНЦИЙ

Главные черты строения мегапровинций

Многие особенности состава щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов могут быть поняты при учете пространственно-временных соотношений этих образований с кимберлитами. В этом плане первостепенное значение имеют работы В. А. Милашева [64, 65 и др.], установившего во многих случаях закономерное зонирование зонально размещение пикритов, гипербазитов и карбонатитов по отношению к сопряженным с ними во времени кимберлитам. Можно говорить, таким образом, о зонально построенных мегапровинциях, на периферии которых размещаются щелочно-ультраосновные карбонатитовые ассоциации, а в центре — поля кимберлитов.

Различая алмазную, алмазно-пироповую и пироповую субфации кимберлитовой фации щелочно-ультраосновного магматизма, В. А. Милашев выделил редуцированные разновидности провинций (мегапровинций, в нашей терминологии) в зависимости от полноты развития субфаций. Анализируя тектоническую позицию кимберлитовых провинций, В. А. Милашев пришел к выводу, что наиболее значительные из них с хорошо проявленной алмазной субфацией тяготеют к центральному зонам крупных платформ, и в частности к центральной области пракоинтента — Гондваны. С учетом pT -условий формирования разнофациальных кимберлитов В. А. Милашев наметил общую схему развития мегапровинции. Согласно этой схеме центральная симметрия мегапровинции определяется подъемом разогретых мантийных масс с последующим их радиальным растеканием предположительно на уровне астеносферы, так что вначале формируется кимберлитовый центр, а затем его пикритовое обрамление.

Все эти построения В. А. Милашева, как нетрудно понять, хорошо укладываются в генеральную схему конвективных течений мантии и заслуживают самого пристального внимания. Вместе с тем модель радиального растекания мантийного вещества, предложенная В. А. Милашевым, кажется весьма конструктивной, богатой разнообразными петрологическими следствиями. В част-

Общие парные коэффициенты корреляции характеристик ультраосновных щелочных мегапровинций с их возрастом и расстоянием от зон раскола Пангеи

Переменные	\varnothing	R_a	$M_{a.ц}$	$G_{ц}$	$Z_{stц}$
t R_{II}	0+23	+0,28 +0,31	-0,31 -0,86	-0,61	+0,35 +0,85

Не приведены значения r , не превосходящие по модулю 0,2 — 95%-ную зону значимости для ρ .

ности, В. А. Милашев высказал предположение о вероятном закономерном изменении состава кимберлитов в зависимости от строения мегапровинции. Это предположение и явилось отправным моментом при анализе данных.

Введем в рассмотрение следующие характеристики мегапровинций: \varnothing — средний поперечный размер мегапровинции; R_a — среднее расстояние от щелочно-ультраосновного карбонатитового массива до ближайшего края поля кимберлитов алмазной субфации (при отсутствии подобных образований характеристике R_a условно приписываем некоторое большое значение, превосходящее максимальные расстояния в передурдированных провинциях); $R_{ап}$, $R_{п}$ — аналогичные расстояния до полей кимберлитов соответственно алмазно-пироповой и пироповой субфации; $M_{a.ц}$, $G_{ц}$, $Z_{stц}$ — аномальная масса; аномальный геопотенциал; вертикальная компонента недипольной недрейфующей составляющей геомагнитного поля, измеренные в пределах кимберлитового центра мегапровинции.

Приведем оценки корреляционных связей перечисленных характеристик мегапровинций с возрастом щелочно-ультраосновных карбонатитовых ассоциаций и показателем их относительного расстояния R_{II} от зон мезозойского раскола Пангеи (табл. 70). Обращают на себя внимание прежде всего весьма жесткие зависимости параметров физического состояния глубин в пределах центров мегапровинций от величины R_{II} . Чем ближе к зонам мезозойского раскола формировались кимберлитовые поля, тем в конечном итоге менее разогретой и, следовательно, более плотной оказывается верхняя мантия. Эти соотношения вполне подобны отмеченным нами в предыдущей главе при анализе состояния мантии в траптовых провинциях; по-видимому, и генезис их аналогичен. Раскол континентов, обусловленный подъемом глубинных разогретых масс, сопровождался спредингом и смещением континентальных платформ вместе с находящимися на них щелочно-ультраосновными провинциями в область холодной и плотной верхней мантии. Напротив, менее интенсивные мантийные плюмажи, недостаточные для энергичного рифтогенеза и спрединга, сохраняют в пределах кимберлитовых полей все признаки разогрева и уплотнения глубин.

Сильная корреляция $M_{a.ц}$, $G_{ц}$ и $Z_{stц}$ с переменной R_{II} индуцирует соответствующие связи характеристик кимберлитовых центров с возрастом пород, поскольку более древние мегапровинции обычно находятся на большем расстоянии от зон мезозойского раскола.

Близость мегапровинций к зонам раскола означает их формирование под воздействием более мощного восходящего мантийного течения, что должно отражаться на размерах провинции. Однако явления раскола и фрагментации древних платформ приводят к расчленению и частичному разрушению мегапровинций; вероятно, поэтому мы не наблюдаем сколько-нибудь существенной связи между расстоянием R_{Π} и размером \varnothing . По этой же причине отмечается положительная корреляция размеров мегапровинций с их возрастом. Более древние (а следовательно, и более удаленные от зон раскола) мегапровинции чаще оказываются в условиях, обеспечивающих их сохранность. Меньшая интенсивность восходящего мантийного течения вдали от зон мезозойского раскола нередко приводит к формированию редуцированных мегапровинций, в частности, без алмазоносных кимберлитов. Это обстоятельство находит отражение в положительной корреляционной связи R_{Π} и t с R_a .

Геофизическая характеристика периферии мегапровинций и ее связь с глубинным распределением масс и тепла в кимберлитовых центрах

Построения В. А. Милашева [65], определившего положение и контуры мегапровинций, позволяющие конкретизировать общие соображения о связи геофизических характеристик ареалов щелочно-ультраосновного магматизма, расположенных в периферийных зонах мегапровинций, с параметрами глубинных масс и тепла в их центральных ядрах. В дополнение к ранее использовавшимся индикаторам глубинных условий в периферийных магматических ареалах (G , M_a , Z_{st}) учитываем переменные G_{Π} , $M_{a,\Pi}$, $Z_{st,\Pi}$, характеризующие ситуацию в центре. Наиболее важными показателями с учетом их максимальной глубинности являются $M_{a,\Pi}$ и $Z_{st,\Pi}$ (ниже значения этих переменных приведены в круглых скобках).

Предварительный анализ показывает, что по соотношению $M_{a,\Pi}$ и $Z_{st,\Pi}$ мегапровинции подразделяются на две главные группы. В первую из них входят Маймеча-Котуйская и Забайкальская (-72 г/см³; $+3,2 \cdot 10^3$ гамм), Восточно-Саянская (-87 ; $+6,3$), Сетте-Дабанская (-51 ; $+2,9$), Индийская (-55 ; $+4,2$), Монтриджийская (-27 ; $+6,0$), т. е. провинции Евразии и Северной Америки. Вторая группа объединяет провинции Замбези-Луангва (Конголезскую) и Южно-Родезийскую ($+46$; $-3,0$), Трансваальскую ($+40$; $-4,2$), ряд других провинций Африки, а также Бразильскую ($+27$; $-4,7$), т. е. провинции, расположенные преимущественно во фрагментах Гондваны. Несколько обособленно от указанных двух групп (но ближе к первой) стоят Карело-Кольская, Скандинавская (-30 ; $+1,0$) и Алданская (-22 ; $+2,5$) провинции. Первая группа объединяет мегапровинции с относительно разогретыми мантийными центрами, вторая — с относительно холодными.

Статистические связи между геофизическими показателями глубинного строения щелочно-ультраосновных ареалов и провинций, с одной стороны, и характеристиками масс и тепла в мантии кимберлитовых центров — с другой, показывают приведенные ниже оценки коэффициентов корреляции.

	H	\bar{v}	Δg_B	G	Z_{st}	$\Delta Z_{st}/\Delta x$	q
$M_{a,\Pi}$	-0.4	-0.3	-0.3	$+0.4$	-0.6	0.0	$+0.2$
$Z_{st,\Pi}$	$+0.5$	$+0.2$	$+0.2$	-0.7	$+0.8$	-0.3	-0.1

ТАБЛИЦА 71

Сопоставление корреляционных связей геофизических параметров щелочно-ультраосновных и траптовых провинций

Возраст t	Параметры сейсмического разреза			Индикаторы аномальных масс		Индикаторы термического режима		
	H	\bar{v}	\bar{v}_M	Δg_B	G	Z_{st}	q	
	$T \leftarrow \text{Щ}^+$	$T \leftarrow \text{Щ}^+$	$+$	$T \rightarrow \text{Щ}$			$T \rightarrow \text{Щ}^-$	t
		$+$	$T \leftarrow \text{Щ}^+$	$-$	$T \rightarrow \text{Щ}^-$	$T \rightarrow \text{Щ}^+$	$T \leftarrow \text{Щ}^-$	H
			$T \rightarrow \text{Щ}^+$	$T \rightarrow \text{Щ}$	$T \leftarrow \text{Щ}$		$T \rightarrow \text{Щ}$	\bar{v}
				$+$			$-$	v_M
					$+$		$T \rightarrow \text{Щ}^-$	Δg_B
						$T \rightarrow \text{Щ}^-$	$T \rightarrow \text{Щ}$	G
							$T \rightarrow \text{Щ}^-$	Z_{st}

Примечание. Показаны различия ρ , значимые с вероятностью не менее 0,9; направление стрелки соответствует росту $|r|$. Символы «+» и «-» — знаки коэффициентов корреляции, общие для групп щелочно-ультраосновных (Щ) и траптовых (Т) провинций.

Обращают на себя внимание наиболее отчетливые связи $M_{a,п}$ и $Z_{st,п}$ с H , G , Z_{st} . Избытку глубинных масс в кимберлитовых центрах на периферии соответствует избыток масс в глубинных зонах и дефицит в верхних, а также пониженная мощность коры. Характеристики глубинного разогрева мантии в разных частях мегапровинции связаны еще сильнее, что отчасти можно объяснить большей генерализацией исходных данных об аномалиях Z_{st} в сравнении с аномалиями M_a . Видимо, увеличение глубинного разогрева в центре сопровождается распространением тепла в периферийные части мегапровинции. Как и данные о магматических ареалах других типов, общие парные коэффициенты корреляции отражают здесь комбинации сложных и подчас противоречивых тенденций.

Сопоставление траптовых и щелочно-ультраосновных провинций (табл. 71) показывает, что для последних связи геофизических параметров в целом более сильные: из 16 случаев существенного различия коэффициентов корреляции только в пяти они нарастают при переходе к траппам. Весьма показательны сами различия. Так, сейсмическая характеристика строения земной коры щелочно-ультраосновных провинций, выраженная параметрами H и \bar{v} , относительно слабо связана с возрастом магматических образований, что объясняется малым объемом магматических пород, проникающих в сформирова-

вшуюся литосферу. Аналогичный смысл имеет соотношение аномального потенциала G со скоростью \bar{v} .

Связи локальных индикаторов распределения масс и тепла в верхней части литосферы (Δg_B , q) с другими переменными также сильнее в ареалах щелочно-ультраосновного магматизма. Степень согласованности индикаторов G и Z_{st} с другими переменными подчеркивает отмеченную в главе X специфику трапповых провинций. Различие двух групп петрографических провинций по этим связям объясняется не только разной интенсивностью восходящих движений мантийных масс, но и широким диапазоном тектонических условий (щиты, платформы, некоторые складчатые области), который типичен для щелочно-ультраосновных карбонатитовых ассоциаций.

Состав щелочно-ультраосновных карбонатитовых ассоциаций в зависимости от их положения в мегапровинции

Согласованность вариаций физического состояния глубин в центральных и периферических частях мегапровинций, определяемая общностью тектономагматического процесса, генерирует зависимость состава щелочно-ультраосновных ассоциаций от геофизической характеристики кимберлитового центра мегапровинции и от расстояния до этого центра (табл. 72). Корреляционные связи довольно слабы, ибо они отражают суммарный итог разнонаправленных воздействий. Однако доминирующую роль, вероятно, играют вариации интенсивности восходящего мантийного течения и связанные с ним проявления мобилизма.

Допустимо предполагать, что формирование щелочно-ультраосновных расплавов вблизи зон мезозойского раскола Пангеи в целом происходило на несколько меньших глубинах по причине более высокого положения геоизотерм. Это нашло отражение в некотором снижении доли гипербазитов в составе магматических тел и в относительном обогащении пород кремнеземом. Как уже отмечалось, спрединг и смещение магматических провинций в сторону от зон подъема перегретых мантийных масс привели к тому, что в современную эпоху эти образования подстилаются относительно охлажденной и потому более плотной мантией. Напротив, качественно однотипные, но протекавшие с меньшей интенсивностью процессы не сопровождались значительным спредингом. Сформированные при этом провинции размещаются в блоках мантии, сохраняющих следы разогрева. Все это вместе взятое и обуславливает реально наблюдаемую положительную корреляционную связь индикаторов аномальных мантийных масс с кремнеземом и распространенностью карбонатитов и отрицательную с распространенностью гипербазитов. Соответствующие связи индикатора глубинного разогрева полярны отмеченным.

Напомним, что аналогичные соотношения выявились и при анализе состава и условий формирования трапповых провинций. Это обстоятельство свидетельствует о парагенетическом единстве щелочно-ультраосновного и толеитового магматизма платформ. Достаточно частая пространственно-временная близость щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов с траппами определяется не столько общностью магмолокализирующих структур, сколько качественной однотипностью порождающего их процесса. Итоговые различия вызываются

Общие парные коэффициенты корреляции между характеристиками состава щелочно-ультраосновных карбонатитовых ассоциаций и параметрами центров мегапровинций

Характеристики	$M_{a.ц}$	$G_{ц}$	$Z_{stц}$	R_a
SiO_2	+0,3	+0,3	-0,3	-0,3
Na_2O	+0,1	+0,2	-0,1	-0,3
W_{yo}	-0,3	-0,2	+0,3	+0,3
W_k	+0,3	+0,2	-0,2	-0,2

неодинаковыми значениями динамических параметров процесса. В частном случае может наблюдаться связь рассматриваемых магматических образований с разными стадиями конвективного перемещения разогретых мантийных масс.

Рассмотренная схема объясняет также корреляционные связи состава щелочно-ультраосновных карбонатитовых ассоциаций с их расстоянием до полей развития алмазоносных кимберлитов. Эти расстояния обычно невелики при достаточно широком развитии кимберлитов алмазной субфации и возрастают, когда они распространены ограниченно или отсутствуют вовсе. С другой стороны, распространенность алмазоносных кимберлитов является функцией интенсивности восходящего мантийного течения, т. е. того фактора, который, как пояснялось выше, определяет состав щелочно-ультраосновной карбонатитовой ассоциации. Отсюда и следует наблюдаемая положительная корреляционная связь R_a с W_{yo} и отрицательная с W_k , SiO_2 и Na_2O .

По всей видимости, в химическом составе кимберлитов также могут быть выявлены вариации, определяемые динамическими параметрами мантийных течений.

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ КАРБОНАТИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ КАК ИНДИКАТОРЫ РЕЖИМА ВОСХОДЯЩИХ МАНТИЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Переходя к заключительному этапу рассмотрения изменчивости состава интересующих нас образований, для одновременного учета всей совокупности наблюдаемых связей воспользуемся методом главных компонент факторного анализа (табл. 73).

Первый фактор с учетом особо высокой нагрузки на возраст пород ($++t$), а также обычного при этом сочетания нагрузок на характеристики состояния глубин ($+H$; $++\bar{v}$; $+\Delta g_B$; $--q$) и состава изверженных пород ($++W_{yo}$; $-SiO_2$; $+Fe$; $+MgO$) однозначно интерпретируется как проявление общего эволюционного тренда мантии и коры. Отрицательная нагрузка на аномальный геопотенциал и положительная на недипольную недрейфующую составляющую магнитного поля в пределах кимберлитового центра мегапровинции обусловлены тем, что именно такие соотношения, как было показано ранее, преимущественно наблюдаются в областях распространения более древних образований, обычно удаленных от зон мезозойского раскола Пангеи.

ТАБЛИЦА 73

Результаты факторного анализа характеристик щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов

Фактор	Вес, %	Общая характеристика мегапровинции					Общая характеристика щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов					Интерпретация
		\varnothing	R_a	$M_{a.ц}$	$Z_{stц}$	$N_{п.п}$	t	t_{PT}	\sqrt{S}	W_{yo}	W_K	
F_1	21			-	+	-	++			++	-	Общий эволюционный тренд Глобальный мезозойский разогрев мантии Земли Плотностная неоднородность мантии (геофизическая и петрологическая специализация щитов и платформ) Стабильность тектонического режима и многоактность формирования мегапровинции (теlescопирование магматических провинций) Пространственно-временная зональность pT -условий локализации магматических тел в пределах мегапровинции
F_2	14			-	++		-	---		+		
F_3	12			+	-	++			+	+	-	
F_4	8	++	---			+		-				
F_5	5		-						---		-	

Фактор	Вес, %	Геофизическая характеристика глубин						Петрохимическая характеристика				Интерпретация	
		Параметры сейсмического разреза		Индикаторы аномальных масс		Индикаторы термического режима							
		H	\bar{v}	Δg_T	G	Z_{st}	$\frac{\Delta Z_{st}}{\Delta x}$	q	SiO_2	Fe	MgO		Na_2O
F_1	21	+	++	+	-	+		---	-	+	+	Общий эволюционный тренд Глобальный мезозойский разогрев мантии Земли Плотностная неоднородность мантии (геофизическая и петрологическая специализация щитов и платформ) Стабильность тектонического режима и многоактность формирования мегапровинции (теlescопирование магматических провинций) Пространственно-временная зональность pT -условий локализации магматических тел в пределах мегапровинции	
F_2	14				-	++			-		+		
F_3	12			+	+	++	-	++		+	+		-
F_4	8				+		+	-					
F_5	5								-	+			

Примечание. Знаки «+» и «-» соответствуют факторным нагрузкам a , у которых $0,4 \leq |a| < 0,7$; знаки «++» и «--» $|a| > 0,7$.

Структура второго фактора дает основание интерпретировать его как влияние мезозойского разогрева мантии. Мегaproвинции, близкие по возрасту к пермо-триасовому рубежу геологической истории ($-t_{PT}$), отличаются повышенным разогревом глубин ($+Z_{ст.п.}$; $++Z_{s1}$) и, как следствие, уплотненной мантией ($-M_{a.п.}$; $-G$). Магматические образования характеризуются повышенной основностью ($+W_{yo}$) и признаками формирования при более высокой температуре ($+MgO$; $-SiO_2$). Высокие положительные значения второго фактора приходятся на магматические образования Маймеча-Котуйской и Забайкальской провинций, которые и в современную эпоху наследуют все признаки мезозойского разогрева. Большие отрицательные значения этого фактора соответствуют протерозойским интрузивным массивам Трансваали (Нкумбе, Палабора, Гудини и др.), формировавшимся в условиях более низких температур, а впоследствии оказавшимся к тому же смещенными в область относительно холодной и плотной мантии.

В третьем факторе, как и в двух предыдущих, мы вновь видим отчетливую сопряженность характеристик состава магматических образований и физического состояния глубин. На этот раз, однако, в фактор не входят возрастные параметры провинций. Распределение значений фактора указывает на проявление региональной геофизической и петрологической специализации щитов и платформ. Высокие положительные значения третьего фактора приходятся на магматические образования Европы (Карело-Кольская и Скандинавская провинции) и Южной Америки, большие отрицательные — на провинции Азии, а также Канадского и Индийского щитов. Структура третьего фактора и распределение его значений, по существу, повторяют отмеченные при анализе графтов (см. табл. 65, фактор F_4). Мы имеем возможность еще раз убедиться в правомерности ранжировки докембрийских щитов по преобладающему значению аномальных мантийных масс. Эта ранжировка (см. главу IV) определяет региональную петрологическую (петрохимическую) специализацию разновозрастных и разнотипных породных ассоциаций.

Четвертый фактор с особо высокой нагрузкой включает поперечные размеры мегапровинции ($++\emptyset$). При этом подчеркивается ситуация, когда одновременно с увеличением размера мегапровинции сокращается расстояние от щелочно-ультраосновных карбонатитовых массивов до алмазоносных кимберлитов ($-R_a$). Это может иметь место при условии опережающего роста площади распространения алмазоносных кимберлитов в более крупных мегапровинциях, и наоборот, при редуцированности и полном исчезновении кимберлитов алмазной субфации в меньших по размерам мегапровинциях. Наряду с этим весьма вероятно, что указанное соотношение может явиться следствием неодновременности процесса формирования мегапровинции. В этом случае можно ожидать пространственного совмещения полей распространения кимберлитов и щелочно-ультраосновных карбонатитовых пород, т. е. телескопирования магматических провинций. В пользу такой схемы свидетельствует вхождение в фактор характеристики «полноты провинции» ($+N_{п.п.}$), которая учитывает распространенность кимберлитов трех субфаций. Эффект телескопирования несколько чаще проявляется среди относительно молодых образований, приуроченных к этапу мезозойской фрагментации ($-t_{PT}$).

Телескопированные (полициклического развития) провинции отличаются также пониженным тепловым потоком ($-q$) и повышенной плотностью лито-

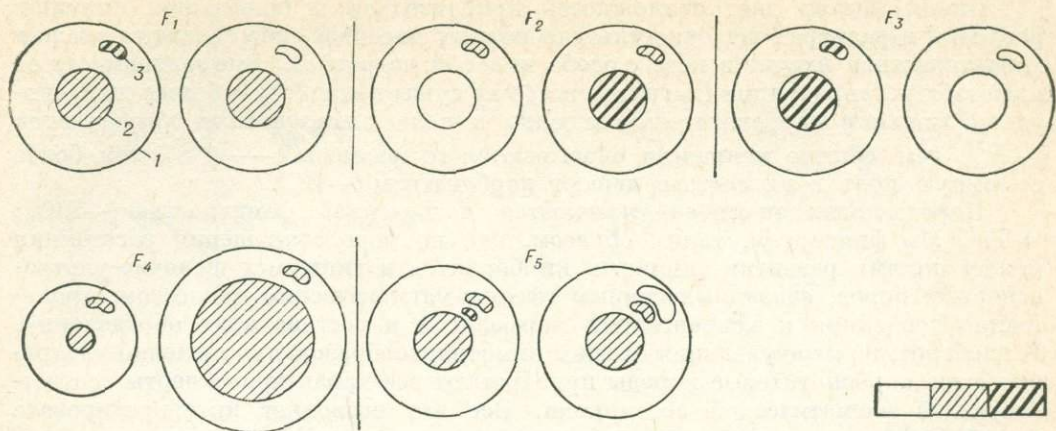


Рис. 80. Схема изменчивости состава и строения мегапровинций щелочно-ультраосновных пород в соответствии с результатами факторного анализа.

Контуры: 1 — мегапровинции, 2 — кимберлитового центра (алмазной субфации), 3 — массива щелочно-ультраосновного карбонатитового состава; плотность штриховки соответствует грациям характеристик мантийного субстрата и его магматических производных (по описанию факторов).

Факторы (см. табл. 73): F_1 — более молодые породы щелочно-ультраосновного состава при прочих равных условиях становятся менее фемичными, F_2 — глобальный разогрев Земли в мезозое фиксируется относительным разуплотнением мантии в пределах кимберлитовых центров мегапровинций, F_3 — региональная плотностная неоднородность мантии в равной мере сказывается на физических свойствах кимберлитовых центров мегапровинций и на составе щелочно-ультраосновных массивов, F_4 — многоактность проявления восходящего мантийного течения формирует более обширные мегапровинции с обогащением магматических пород литофильными компонентами, F_5 — щелочно-ультраосновные массивы, расположенные ближе к кимберлитовому центру, имеют меньшие размеры, а слагающие их породы отличаются большим сходством с кимберлитами и повышенной фемичностью.

сферы ($+\Delta g_B$). Вхождение в фактор этих характеристик становится понятным, если принять во внимание, что многоактность формирования мегапровинции чаще реализуется в пределах щитов и платформ, т. е. в условиях большей стабильности термодинамического режима глубин. В областях завершённой складчатости щелочно-ультраосновные карбонатитовые массивы, напротив, далеко не всегда сопровождаются кимберлитами. В этом случае мы наблюдаем, по существу, проявление только крайнего члена гомологического ряда магматических ассоциаций. С такой крайней четвертой фактора вполне согласуется распределение его значений. Высокие положительные значения фактора приходится на интрузивные массивы Маймеча-Котуйской и Анабарской провинций, большие отрицательные — на магматические проявления Восточного Саяна, Сихотэ-Алиня, Забайкалья и западных районов Северной Америки. Можно говорить, таким образом, что четвертый фактор отражает различия в условиях и результатах формирования мегапровинций в неодинаковых по тектонической стабильности структурах. При этом значительная полнота набора петрографических типов пород и телескопирование магматических ассоциаций во внутренних зонах литосферных плит смежаются редуцированными ассоциациями относительно малоглубинных низкобарических гомологов в регионах, которые незадолго перед этим находились в пределах активных краев взаимодействующих литосферных плит.

Пятый фактор дает возможность приблизиться к пониманию причины различий в размерах щелочно-ультраосновных массивов, ибо соответствующая характеристика входит в него с особо высокой нагрузкой. Вне зависимости от масштаба мегапровинции (нагрузка на \varnothing не существенна), чем ближе щелочно-ультраосновные карбонатитовые массивы к полю алмазосных кимберлитов ($-R_a$), тем обычно меньшими оказываются их размеры ($-\sqrt{S}$), тем более скромную роль в их составе играют карбонаты ($-W_k$).

Породы этих массивов отличаются повышенной фемичностью ($-\text{SiO}_2$; $+\text{Fe}$). Мы фиксируем, таким образом, как по мере сокращения расстояния между полями развития типичных кимберлитов и типичных щелочно-ультраосновных пород, связанных единым тектоно-магматическим процессом, проявляется тенденция к конвергенции морфологии и состава этих образований. И наоборот, по мере удаления от зоны кимберлитообразования щелочно-ультраосновные карбонатитовые породы приобретают все характерные черты соответствующей магматической ассоциации. Все это позволяет интерпретировать пятый фактор как проявление пространственно-временной зональности pT -условий формирования магматических тел, определяемой радиальным растеканием постепенно охлаждающегося мантийного субстрата.

Рассмотренные пять факторов в совокупности исчерпывают 60% суммарной изменчивости учитываемых характеристик; рис. 80 в наглядной форме суммирует выделенные аспекты изменчивости состава и строения мегапровинций.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Вопросам рудоносности щелочно-ультраосновных карбонатитовых ассоциаций посвящена обширная литература [23, 31, 54, 104 и др.]. К числу твердо установленных эмпирических закономерностей можно отнести зависимость металлогенического профиля магматических образований от их петрографического состава. Существенно гипербазитовые тела сопровождаются титан-магнетитовой и апатит-флогопитовой минерализацией; для массивов с широким развитием карбонатитов типично тантал-ниобиевое и циркониевое оруденение; с обильными щелочными сиенитами и карбонатитами обычно ассоциируют месторождения флюорита, барита, редких металлов и редких земель. Чем более сложно дифференцирован интрузив, тем более разнообразна его металлогеническая специализация.

Отмеченные закономерности находят подтверждение и при анализе имеющих в нашем распоряжении данных. При этом есть возможность дополнить эти закономерности сведениями о зависимости металлогенической специализации рассматриваемых образований от особенностей строения глубин (рис. 81), а также коснуться условий, порождающих такую зависимость.

Ti, Fe. Титан-магнетитовое оруденение связано преимущественно с крупными существенно ультрабазитовыми интрузивами, локализованными в регионах с достаточно плотной корой и избытком мантийных масс. Последнее условие объясняет, в частности, почему титаносные породы, столь типичные для Карело-Кольской провинции Балтийского щита, крайне ограниченно распространены в пределах Маймеча-Котуйской провинции на северо-западе Сибирской платформы.

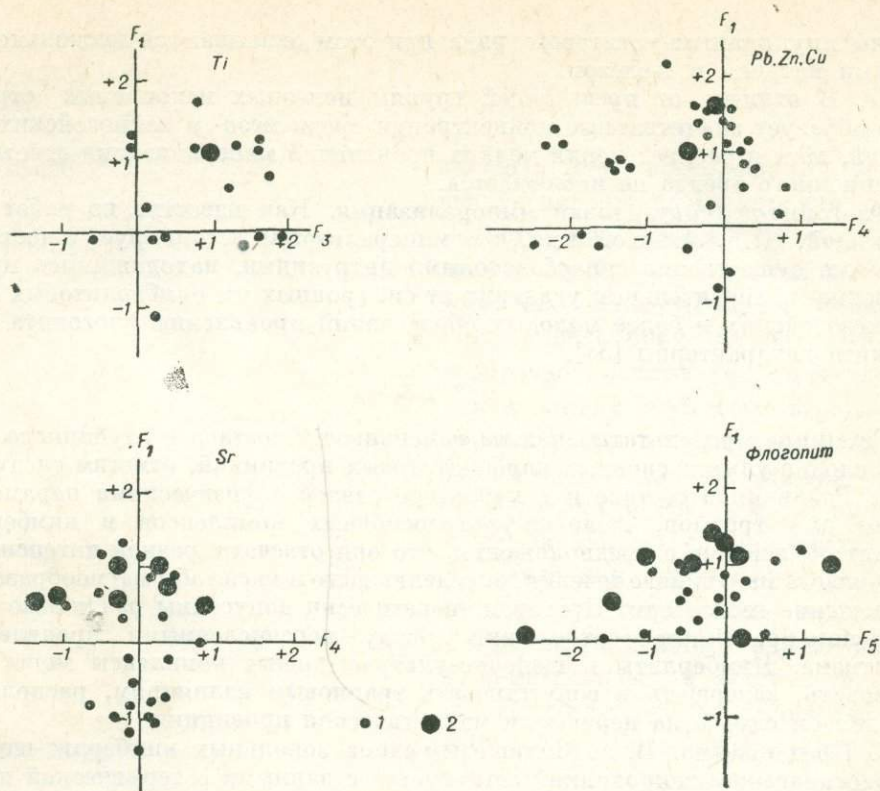


Рис. 81. Проявления минерализации (1) и месторождения (2), связанные со щелочно-ультраосновными карбонатитовыми массивами, в пространстве факторов.

Р. Формирование высоких концентраций фосфора возможно в широком диапазоне физического состояния глубин: апатитовые месторождения известны как среди кратонов, так и в областях завершённой складчатости, при этом апатитовая минерализация часто является сквозной в сложных многофазных комплексах.

Pb, Zn, Cu. Полиметаллическое и медное оруденение обычно связано с достаточно крупными дифференцированными интрузивами, размещающимися на больших расстояниях от синхронных им кимберлитовых полей. Эти массивы располагаются, по существу, почти исключительно в пределах домезозойских областей завершённой складчатости, отличающихся повышенной плотностью земной коры.

Nb, Ta, TR, Zr. Тантал-ниобиевое, редкометальное и циркониевое оруденение, как известно, обычно образует единую ассоциацию, которой часто сопутствует также флюоритовая и баритовая минерализация. Повышенные концентрации всех этих компонентов отмечаются в связи с эффузивными и интрузивными проявлениями различного возраста. Отличительной особенностью магматических тел является достаточно широкое развитие в них карбонатитов.

Породы якупирангит-уртитового ряда при этом оказываются несколько обедненными натрием и железом.

Sr. В отличие от предыдущей группы полезных ископаемых стронций редко образует значительные концентрации среди мезо- и кайнозойских образований, хотя в распределении мелких проявлений минерализации отчетливого эволюционного тренда не наблюдается.

Флогопит-вермикулитовая минерализация. Как известно из работ И. Я. Дядькиной, И. А. Львовой и др., эта минерализация ассоциирует с достаточно крупными существенно гипербазитовыми интрузиями, находящимися преимущественно на значительном удалении от синхронных им кимберлитовых полей. Для мезозойских и более молодых образований проявления флогопита и вермикулита нехарактерны [54].

* * *

Резюмируя результаты анализа изменчивости состава и глубинного строения щелочно-ультраосновных карбонатитовых провинций, отметим следующее.

1. Различия в составе и в характере связей с физическими параметрами глубин для трапш, щелочно-ультраосновных комплексов и кимберлитов находят объяснение в предположении, что они отвечают разной интенсивности восходящего мантийного течения, определяющего и масштабы магмообразования и положение геоизотерм. При этом теоретически допустимы различные пространственно-временные соотношения между перечисленными проявлениями магматизма. Кимберлиты и щелочно-ультраосновные комплексы могут предшествовать, завершать и сопутствовать трапшвым излияниям, располагаясь в последнем случае на периферии магматической провинции.

2. Предложенная В. А. Милашевым схема зональных кимберлит-щелочно-ультраосновных мегапровинций согласуется с данными о термической и плотностной неоднородности мантии. Строение мегапровинций существенным образом зависит от их пространственной близости к областям наиболее интенсивного восходящего мантийного течения, определившего направление раскола Пангеи.

3. Фациальные различия щелочно-ультраосновных комплексов и тесно связанные с ними вариации распространенности пород ультраосновного состава лишь в малой мере зависят от глубины эрозионного среза. Доминирующее влияние в этом плане оказывает физическое состояние глубин: интрузивная фация преобладает в провинциях с несколько более плотной и мощной корой, пониженным тепловым потоком и более плотным мантийным субстратом.

4. Присутствие карбонатитов в составе щелочно-ультраосновных комплексов не может рассматриваться только как следствие их интенсивной дифференцированности и (или) слабой эродированности. Вне зависимости от способов образования карбонатитов (магматическая дифференциация, гидротермальное замещение и т. п.) их распространение во многом контролируется максимальным гравитационным расслоением литосферы: достаточно легкой корой с нормальной или повышенной мощностью при увеличенной плотности верхней мантии.

5. Металлогеническая специализация щелочно-ультраосновных комплексов определяется не столько локальными условиями становления магматических тел, сколько химизмом родоначального расплава, что в свою очередь зависит от состава и условий плавления мантийного субстрата.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог выполненному исследованию, акцентируем внимание на важнейших результатах. В общеметодическом плане отметим, что при геодинамических реконструкциях фанерозойских и докембрийских областей целесообразно учитывать статистические связи между составом изверженных горных пород и физическими параметрами строения глубин. Эти связи сложны и далеко не всегда могут быть описаны бинарными соотношениями. Тем не менее они столь же закономерны, а нередко и качественно подобны наблюдаемым в районах современной тектоно-магматической активности.

Существенно, что наиболее сильные связи дают геофизические характеристики, отражающие особенности состава и состояния мантии на глубинах до 400—500 км. Среди этих характеристик исключительно важную роль играют индикатор мантийных масс — аномальный геопотенциал G , оцениваемый по результатам комбинированных траекторных спутниковых и наземных измерений, и индикатор термического состояния мантии — недипольная недрейфующая составляющая геомагнитного поля Земли Z_{st} . Для понимания условий выплавления базальтов и андезитов в современных островных дугах (и, следовательно, в их древних гомологах — эвгеосинклиналях) неоценимую помощь оказывают

данные о распределении по глубине разно ориентированных сейсмогенерирующих напряжений. С интенсивностью сжимающих, растягивающих и косо ориентированных напряжений обнаруживают связь многие компоненты состава изверженных пород.

Столь же закономерны соотношения между строением континентальной коры и физическими условиями верхней мантии. В современных островных дугах и родственных им структурах коррелированность параметров коры и мантии свидетельствует о резко выраженной нестационарности геодинамических процессов. Наибольшей стабильностью эти соотношения отличаются в областях завершенной складчатости (фанерозойские эвгеосинклинали); проявления платформенного магматизма, отражающие тенденцию разрушения континентальной коры восходящими мантийными течениями, сопровождаются отчетливым ослаблением корреляций геофизических характеристик мантии и коры.

По глубокому убеждению авторов, интерпретация и взаимная увязка петрологических и геофизических данных немыслима без привлечения моделей новой глобальной тектоники. Именно эта концепция позволяет построить целостную, внутренне непротиворечивую картину возникновения, развития и разрушения магматических провинций в результате активных процессов, охватывающих земную кору и верхнюю мантию. Особое значение для понимания природы магматических проявлений геологического прошлого имеют наблюдения в областях, где формируются их актуалистические эквиваленты: на конструктивных и деструктивных границах плит. Петрогенетические модели, вытекающие из общей схемы взаимодействия литосферных плит, позволяют не только увидеть единство в великом разнообразии магматических явлений, но, более того, предсказать ранее неизвестные эффекты. Так, учитывая скорость конвергирующих плит и реологические свойства мантии, можно оценивать интенсивность и экстенсивность вулканической деятельности в современных островных дугах, что, как известно, с фиксированных позиций сделать не удалось.

Авторы разделяют мнение тех петрологов, которые считают возможным все без исключения разнообразие эндогенных магматических ассоциаций так или иначе связывать с процессами, лежащими в основе плитной тектоники. При генетической систематике магматических ассоциаций в первом приближении можно ограничиться учетом типа литосферных плит и относительной скорости их перемещения (табл. 74). Детализация предложенной систематики возможна путем привлечения данных о латеральной зональности pT -условий в земной коре и мантии, генерирующей петрохимическую зональность магматических провинций. Кроме того, возможен учет термической неоднородности мантии, обусловленной предшествующими тектоно-магматическими эпизодами.

Систематика тектонических условий формирования магматических ассоциаций

Направление движения мантийных масс							
Восходящее движение (зоны дивергенции литосферных плит)				Нисходящее движение (зоны конвергенции литосферных плит)			
Интенсивность движения мантийных масс (скорость спрединга и субдукции)							
Малая		Большая		Малая		Большая	
Тип литосферных плит							
расходящихся				погружающихся			
Океанический	Континентальный	Океанический	Континентальный	Океанический	Континентальный	Океанический	Континентальный
Характерные магматические ассоциации							
Щелочных оливиновых базальтов	Кимберлитовая, щелочно-ультраосновная карбонатитовая, трахибазальтовая, нефелиновых сиенитов	Толеитовых базальтов, лерцолит-гарцбургитовая	Трапная	Лейцитовых базальтов	Трахиандезитов, монзонитов, щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов	Андезит-базальтовая, спилит-диабазовая, андезитовая, альпийских гипербазитов, габбро-гранитовая	Субщелочных и лейкократовых гранитов

В отличие от большинства традиционных попыток увязать магматизм и тектонику, в подобной систематике акцент переносится на генезис в узком смысле слова, а не на условия сохранения магматических ассоциаций.

Рассматриваемый подход делает понятным отсутствие дискретности в распределении типов магматических ассоциаций: непрерывности изменения химизма пород отвечает непрерывный спектр скоростей движения литосферных плит. Связанные постепенными взаимопереходами типы магматических ассоциаций образуют в совокупности петрохимический континуум. Столь же естественным становится признание полимагматизма, определяемого вариациями состава плавящегося субстрата и pT -условий его генерации. Роль глубинной дифференциации неких гипотетических родоначальных магм в создании петрографического (петрохимического) разнообразия магматических провинций можно считать весьма скромной. Таково же в большинстве случаев влияние контаминации мантийных магм материалом коры на путях их подъема к поверхности.

Принципиальное значение авторы придают обоснованию того обстоятельства, что тенденция унаследованного развития регионов — этот твердо установленный факт — вполне согласуется с концепцией мобилизма. В петрологическом аспекте унаследованность непосредственно вытекает прежде всего из зависимости состава магматической выплавки от особенностей исходного субстрата, а последние, очевидно, так или иначе отражают геологическую предысторию данного сегмента коры и мантии. Многочисленные примеры такого рода унаследованности можно видеть в регионах, сохраняющих фрагменты разновозрастных палеозон субдукции. Кроме того, значительная инерционность термической неоднородности мантии также генерирует устойчивую специализацию магматизма. Характерен в этом отношении трапзовый магматизм платформ, наиболее интенсивно и многократно повторяющийся в условиях избыточного разогрева глубин. Более того, повышенная температура образования (по минералогическим и петрохимическим данным) фиксируется во многих фанерозойских и даже докембрийских магматических и метаморфических комплексах, тяготеющих к зонам, по которым впоследствии произошел раскол Пангеи.

Унаследованность развития приводит к петрографической (петрохимической) специализации литосферных плит и их крупных фрагментов. В частности, все магматические образования запада Евразийского континента, начиная с раннедокембрийских и кончая современными, отличаются от их синхронных гомологов в центральной и восточной частях Евразии общей повышенной фемичностью. Столь же закономерная коррелированность химизма пород выявляется при сопоставлении таких разновозрастных и разнотипных образований, как зеленокаменные вулканы докембрийских щитов и тяготе-

ющие к этим структурам фанерозойские траппы и щелочно-ультраосновные интрузии.

Закономерный и вполне ощутимый вклад в разнообразие состава изверженных пород вносит процесс эволюции, определяемый прогрессивным истощением мантии легкоплавкими и летучими компонентами и обогащение ими континентальной коры. Следствием этого является, в частности, кроме известного ранее накопления в более молодых породах щелочей (особенно калия) снижение в них содержания железа и уменьшение общей железистости. Последняя тенденция осложняется влиянием глобального разогрева глубин, начавшегося на рубеже палеозоя и мезозоя, в силу чего все мезозойские базальты оказались с экстремально низкой железистостью.

Эволюционные тенденции, явления унаследованности и другие важнейшие твердо установленные эмпирические закономерности вполне объясняются с позиции тектоники плит. В частности, дедуктивное моделирование процессов теплопереноса в зонах взаимодействия плит приводит к феноменологическим закономерностям классической геологии.

Как и всяких исследователей, авторов не может не волновать вопрос об устойчивости выявленных закономерностей и правомочности их генетической интерпретации. Было бы нереалистично исключать необходимость последующего уточнения и детализации результатов. Тем не менее авторы склонны надеяться, что это не приведет к принципиальному пересмотру выводов, касающихся пространственно-временных вариаций состава магматических пород, их закономерных связей со строением глубин, возможности унаследованного развития в условиях латеральных перемещений литосферных плит. Главным критерием достоверности предложенной интерпретации эмпирических закономерностей можно считать ее общую внутреннюю согласованность, а также непротиворечивость и конструктивность используемых моделей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И. И., Груза В. В.* Фацально-формационный анализ магматических комплексов. Л., «Недра», 1972. 237 с.
2. *Абрамович И. И., Клушин И. Г.* Математическая модель петрохимической эволюции геосинклинальных базальтоидов. — В кн.: Геол. информация и мат. геология. М., «Наука», 1976, с. 107—113. (Международ. геол. конгр. XXV сессия. Докл. сов. геологов).
3. *Абрамович И. И., Немцович В. М., Парадеева Л. Н.* О региональных вариациях химизма альпийских гипербазитов Алтае-Саянской складчатой области. — «Геохимия», 1974, № 7, с. 1050—1056.
4. *Артемов В. Р., Колбанцев Р. В., Кузнецова В. Н.* Современное состояние проблемы серпентинизации. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 214—226.
5. *Артемьев М. Е.* Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966. 138 с.
6. *Артемьев М. Е.* Изостазия территории СССР. М., «Наука», 1975. 214 с.
7. *Белоусов А. Ф.* Связь состава и массовости вулканизма с тектоническими факторами. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 262—278.
8. *Белоусов А. Ф.* Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, «Наука», 1976. 332 с. (Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 246).
9. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М., «Недра», 1975. 260 с.
10. *Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974. 280 с.
11. *Борисов А. А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967. 302 с.
12. *Велинский В. В., Пинус Г. В.* Об эволюции химического состава верхней мантии. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., «Наука», 1969, с. 173—182.
13. *Верхняя мантия.* Ред. А. Ритсема. М., «Мир», 1975. 309 с.
14. *Винник Л. П.* Исследования мантии Земли сейсмическими методами. М., «Наука», 1976. 198 с.

15. Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: «Сов. радио», 1975. 263 с.
16. Влодавец В. И. Вулканическая деятельность в цифрах и некоторые выводы. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, «Наука», 1974, с. 134—145.
17. Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металаогенических центров. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, «Наука», 1974, с. 167—174. Авт.: М. М. Василевский, Т. В. Тарасенко, Ю. И. Харченко, Ф. Ш. Кутыев.
18. Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии переходных зон от материков к океанам. — «Вестн. Моск. ун-та. Отд-ние геол.», 1968, № 3, с. 17—26.
19. Гайнанов А. Г. Гравитационные исследования литосферы Атлантического, Тихого и Индийского океанов. — В кн.: Регион. геофиз. работы. М., 1976, с. 40—42. (Материалы VIII Всесоюз. науч.-техн. геофиз. конф.).
20. Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968. 195 с.
21. Геофизические исследования земной коры и мантии Украины. Киев, «Наукова думка», 1975. 124 с.
22. Геофизические исследования земной коры Юго-Восточной Европы. М., «Наука», 1967. 162 с.
23. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. Отв. ред. Л. С. Бородин. М., «Наука», 1974. 376 с. Авт.: Е. Н. Алтухов, Т. Н. Ифантопуло, Ю. Л. Канустин и др.
24. Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., «Наука», 1973. 128 с.
25. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. М., «Наука», 1971. 285 с.
26. Годлевский М. Н., Эдельштейн И. И., Ильвицкий М. М. Распределение петрогенных компонентов в гипербазитах на Южном Урале. — В кн.: Геохимия рудообразующих элементов основных и ультраосновных пород. М., «Наука», 1976, с. 8—19.
27. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 132—227.
28. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд. 2. М., «Недра», 1975. 255 с.
29. Дмитриев Л. В. Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 101—111.
30. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974. 430 с. (Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 57).
31. Дядькина И. Я., Орлова М. П. Месторождения флогошита СССР. Л., «Недра», 1976. 216 с.
32. Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972. 640 с.
33. Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., «Наука», 1975. 214 с.
34. Зимиц С. С. Парагенезы офiolитов и верхняя мантия. М., «Наука», 1973. 251 с.
35. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976. 232 с.
36. Иванов О. К., Булькин Л. Д. Эволюция состава дифференцированных базальтоидных интрузий. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5, с. 46—52.
37. Изох Э. П. Габбро-гранитовые плутонические серии как индикаторы глубинных процессов. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Вып. 2. М., «Наука», 1975, с. 35—57.
38. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 1965. 722 с. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др.
39. Клушин И. Г. Комплексное применение геофизических методов для решения геологических задач. Л., «Недра», 1968. 312 с.
40. Клушин И. Г. Принципы интерпретации данных разведочной геофизики. Л., 1976. 23 с. (Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).
41. Клушин И. Г., Абрамович И. И. Австрало-Азиатский оловоносный пояс и динамический режим Тихоокеанской плиты. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М., 1976, с. 235—237. (Госком. Совмина СССР по науке и технике).
42. Клушин И. Г., Абрамович И. И. Петрохимическая специализация вулканизма и природа аномалий гравитационного потенциала в пределах докембрийских щитов. — В кн.: Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М., «Наука», 1976, с. 295—303. (Международ. геол. конгр. XXV сессия. Докл. сов. геологов).

43. Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 3, с. 54—62.

44. Красный Л. И. Тихоокеанский подвижный пояс — важнейшая планетарная структура. — Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1968, т. 155, с. 10—24.

45. Кратц К. О., Крылов И. Н., Лобач-Жученко С. Б. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. — В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М., «Наука», 1974, с. 125—130.

46. Кропоткин П. Н. Динамика горизонтальных движений земной коры. — Вестн. АН СССР», 1972, № 7, с. 80—89.

47. Кузин И. П. Скорости волн P и S в верхней мантии Камчатки. — Физика Земли», 1973, № 2, с. 3—16.

48. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

49. Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. — Геология и геофизика», 1970, № 9, с. 3—24.

50. Кузин Н. Я. Комплексирование геофизических методов при геологических исследованиях. М., «Недра», 1972. 270 с.

51. Кутюлин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1970. 208 с.

52. Лобач-Жученко С. Б., Крылов И. Н. Об использовании минералов для термометрии пород докембрия. — «Геохимия», 1966, № 2, с. 230—235.

53. Лопатина Н. П., Рябой В. З. Скоростные неоднородности верхней мантии и глубинные аномалии силы тяжести территории СССР. — В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М., «Наука», 1975, с. 75—85.

54. Львова И. А. Месторождения вермикулита СССР. Л., «Недра», 1974. 232 с.

55. Лютих Е. Н. Аномалии силы тяжести и глубинная тектоника Индонезии и других островных дуг. — Труды Геофиз. ин-та», 1955, № 26 (153), с. 160—196.

56. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 379 с.

57. Малахов И. А. Петрохимия гипербазитов и условия их образования. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 85—100.

58. Маракушев А. А. Серпентинизация гарцбургитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 5—20.

59. Маракушев А. А., Перчук Л. Л.

Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Вып. 2. М., «Наука», 1975, с. 18—34.

60. Масайтис В. Л. Состав толентовых базальтов платформ и геологическое время. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1970, ч. 99, вып. 2, с. 192—199.

61. Масайтис В. Л., Рябенко А. А. Петрохимические особенности пород разновозрастных трапповых формаций Сибирской платформы. — Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1971, т. 158, с. 179—193.

62. Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1972. 252 с.

63. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и связанные с ними образования. Статья вторая. — Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд.-ие геол., 1975, т. 2, вып. 5, с. 57—84.

64. Милашев В. А. Физико-химические условия образования кимберлитов. Л., «Недра», 1972. 176 с.

65. Милашев В. А., Розенберг В. И. Структура коры и размещение кимберлитов Сибирской платформы. — Геология и геофизика», 1974, № 1, с. 61—73.

66. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М., «Мир», 1976. 535 с.

67. Мясников В. П., Ушаков С. А., Федюнский В. В. О механизме внутреннего развития Земли в свете геофизических данных. — Вестн. Моск. ун-та», 1971, № 3, с. 9—26.

68. Наливкина Э. Б., Бурков Ю. К., Русанов М. С. Эволюционный ряд офиолитовых формаций и петрохимические черты его ранних членов. — В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 294—296. (Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

69. Опыт частотного зондирования Земли по результатам сферического анализа вариаций геомагнитного поля. — «Геомагнетизм и аэрономия», 1970, т. 10, № 2, с. 374—377. Авт.: М. Н. Бердичевский, Л. А. Ваньян, Л. П. Лагутин и др.

70. Основные геофизические параметры земной коры и верхней мантии. — В кн.: Разведочная геофизика на рубеже 70-х годов. М., «Недра», 1974, с. 441—448. Авт.: Н. А. Беляевский, А. А. Борисов, Ф. И. Круглякова и др.

71. Павленкова Н. И. Волновые поля и модель земной коры (континентальной части). Киев, «Наукова думка», 1973. 219 с.

72. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — «Сов. геология», 1972, № 12,

- с. 7—25. Авт.: А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, А. А. Моссаковский и др.
73. Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Проблемы внутриконтинентальных геосинклиналей. — В кн.: Тектоника. М., «Наука», 1972. с. 27—37. (Международ. геол. конгр. XXIV сессия).
74. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М., «Наука», 1973. 248 с.
75. Пилус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. М., Изд-во АН СССР, 1955. 136 с.
76. Поляков Г. В., Кривенко А. П., Богобов В. И. Корреляция состава габброидных и гранитоидных интрузий салаприд Алтае-Саянской складчатой области. — «Докл. АН СССР», 1976, т. 229, № 5, с. 1198—1201.
77. Раикори С. Динамические процессы в нижней мантии. — В кн.: Верхняя мантия. М., «Мир», 1975, с. 286—298.
78. Ротман В. К., Марковский Б. А. О типах геосинклинальных базальтовых магм (на примере Камчатки). — «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 3, с. 674—677.
79. Рундквист Д. В. Эволюция рудообразования в истории геологического развития и вопросы изучения филогенеза генетических типов месторождений. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1971, т. 158, с. 312—331.
80. Рябой В. З., Старобинец Л. Н. Сейсмические исследования строения верхней мантии за рубежом. Обзор. М., 1973. 67 с. (Всесоюз. науч.-исслед. ин-т экономики и планирования минерал. сырья и геол. развед. работ).
81. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973. 308 с.
82. Сидоренко А. В. О фациях регионального метаморфизма и первичном составе пород. — «Сов. геология», 1972, № 6, с. 8—21.
83. Смыслов А. А. Геохимические эпохи и провинции и их металлогеническая специализация. — «Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та», 1975, т. 241, с. 5—18.
84. Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Л., Изд-во Гл. упр. Сев. морск. пути, 1936. 224 с.
85. Соболев В. С. (ред.). Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1976. 167 с.
86. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Типизация разрезов земной коры Украины и сопредельных регионов. — «Геофиз. сб.», 1973, вып. 54, с. 3—6.
87. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974. 184 с.
88. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А., Федьинский В. В. Динамика литосферных плит и происхождение месторождений нефти. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 6, с. 1407—1410.
89. Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М., «Наука», 1973. 111 с.
90. Строение земной коры центральной и юго-восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Под ред. В. Б. Соллогуба, Д. Прозена, Г. Милитцера. Киев, «Наукова думка», 1971. 286 с.
91. Сурков В. С. Глубинная структура и приповерхностная тектоника Алтае-Саянской складчатой области. — «Геология и геофизика», 1972, № 11, с. 15—25.
92. Тарков А. П. Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным. М., «Недра», 1974. 172 с.
93. Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. М., «Наука», 1973. 199 с.
94. Тузов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск, «Наука», 1975. 230 с.
95. Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. Киев, «Наукова думка», 1972. 183 с. Авт.: Т. С. Лебедев, Д. В. Корниец, В. И. Шаповал, В. А. Корчин.
96. Ушаков С. А. Строение и развитие Земли. М., 1974. 267 с. (Гос. ком. Совмина СССР по науке и технике).
97. Фарберов А. П. Магматические очаги, корни вулканов и геофизические поля. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, «Наука», 1974, с. 60—75.
98. Хаин В. Е. Учение о геосинклиналях на новом этапе развития геологической науки. — «Вестн. Моск. ун-та», 1974, сер. IV, № 2, с. 3—21.
99. Харман Г. Современный факторный анализ. М., «Мир», 1972. 486 с.
100. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1972. 176 с.
101. Чехович В. Д., Зоненшайн Л. П., Волкова Л. Н. О некоторых особенностях развития мезозойских и кайнозойских структур южных и центральных Анд. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1975, № 12, с. 62—71.
102. Штейнберг Д. С., Чашукин И. С., Лагутина М. В. Некоторые проблемы серпентинизации ультрабазитов. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 195—213.

103. Шустова Л. Е., Дедеев В. А., Кратц К. О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л., «Наука», 1973. 65 с.
104. Щеглов А. Д. Основы металлогенетического анализа. М., «Недра», 1976. 293 с.
105. Шербина В. В. Окислительные и восстановительные реакции в марме. — В кн.: Академику Дмитрию Степановичу Белянкину к семидесятилетию со дня рождения и сорокалетию научной деятельности. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 201—206.
106. Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973. 244 с.
107. Aggarwal Y. P., Barazangi M., Isacs B. P. and S traveltimes in the Tonga-Fiji region; A zone of low velocity in the uppermost mantle behind the Tonga island arc. — J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, N 32, p. 6427—6434.
108. Ahorner L., Murawski H., Schneider G. Seismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin — Geol. Rdsch., 1972, Bd. 61, N 3, S. 915—942.
109. Anderson O. L., Liebermann R. C. Elastic constants of oxide compounds used to estimate the properties of the Earth's interior. — In: The Application of Modern Physics to the Earth's and Planetary Interiors. N. Y., 1969, p. 425—448.
110. Anderson O. L., Perkins P. C. A plate tectonics model involving non-laminar asthenospheric flow to account for irregular patterns of magmatism in the South-Western United States. — Phys. a. Chem. Earth, 1975, vol. 9, p. 113—122.
111. Anderson R. N., Uyeda S., Miyashiro A. Geophysical and geochemical constraints at converging plate boundaries. Part 1. Dehydration in the downgoing slab. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1976, vol. 44, N 2, p. 333—357.
112. Archambeau C. B., Flinn E. A., Lambert D. G. Fine structure of the upper mantle. — J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 25, p. 5825—5866.
113. Baragar W. R. A. Geochemistry of the Yellowstone volcanic rocks. — Canad. J. Earth Sci., 1966, vol. 3, N 1, p. 9—30.
114. Barazangi M., Pennington W., Isacks B. Global study of seismic wave attenuation in the upper mantle behind island arcs using *pP* waves. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 8, p. 1079—1092.
115. Bass M. N. Variable abyssal basalt populations and their relation to sea-floor spreading rates. — Earth a. Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 11, p. 13—22.
116. Berry M. J. Structure of the crust and upper mantle in Canada. — Tectonophysics, 1973, vol. 20, N 1—4, p. 183—201.
117. Best M. G. Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variation in calc-alkalinerocks. — Geology, 1975, vol. 3, N 8, p. 429—432.
118. Bird P., Teksöz M. N., Sleep N. H. Thermal and mechanical models of continent—continent convergence zones. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 32.
119. Biswas N. N. P-wave travel-time anomalies; Aleutian-Alaska region. — Tectonophysics, 1973, vol. 19, N 4, p. 361—367.
120. Bloch S. A., Hales A. L., Landisman M. Velocities in the crust and upper mantle of Southern Africa from multimode surface wave dispersion. — Bull. Seism. Soc. Amer., 1969, vol. 59, N 5, p. 1599—1629.
121. Blot C. Volcanisme et séismes du manteau supérieur dans l'Archipel des Nouvelles-Hébrides. — Bull. Volcan., 1973, vol. 36, N 3, p. 446—461.
122. Bonjer K. P., Fuchs K. Crustal structure in South-West Germany from spectral transfer ratios of long-period body waves. — Geophys. Inst. Univ. Karlsruhe Contrib., 1970, N 35, p. 198—202.
123. Bottinga Y., Weill D. F. Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. — Amer. J. Sci., 1970, vol. 269, N 2, p. 169—182.
124. Brooks J. A. Seismic wave velocities in the New Guinea—Solomon Islands Region. — In: The Crust of the Pacific Basin. Geophys. Monograph., 1966, N 6, p. 2—12.
125. Brune J., Dorman J. Seismic waves and Earth structure in the Canadian Shield. — Bull. Seism. Soc. Amer., 1963, vol. 53, N 1, p. 167—210.
126. Catalogue of the active volcanoes of the World. Intern. Volcan. Assoc., Naples, 1957. 238 p.
127. Chapman D. S., Pollack H. N. Global heat flow; a new look. — Earth a. Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 28, N 1, p. 23—32.
128. Chappel J. Upper mantle rheology in a tectonic region; evidence from New Guinea. — J. Geophys. Res., 1974, vol. 79, N 2, p. 390—398.
129. Chose N. C. Composition and origin of Decan basalts. — Lithos, 1976, vol. 9, N 1, p. 65—73.
130. Chung D. H. Effect of iron magnesium ratio on P- and S-wave velocities in olivine. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 35, p. 7353—7361.

131. *Coleman P. J. (ed.)*. The Western Pacific island arcs, marginal seas, geochemistry. Perth, 1973. 675 p.
132. *Coney P. J.* Geotectonic cycle and the new global tectonics. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, vol. 81, N 3, p. 739—748.
133. *Crusta* evolution and global tectonics: a petrogenic view. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, N 6, p. 843—858. Auth.: A. E. J. Engel, S. P. Itson, C. G. Engel a. o.
134. *Crustal* structure in the Transvaal. — *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1956, vol. 46, N 1, p. 293—316. Auth.: P. G. Gane, A. R. Atkins, J. P. Sellshap, P. Seligman.
135. *Derr J. S.* Internal structure of the Earth inferred from free oscillations. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, N 22, p. 5202—5220.
136. *Dickinson W. R.* Evidence for plate-tectonic regimes in the rock record. — *Amer. J. Sci.*, 1972, vol. 272, N 7, p. 551—576.
137. *Dickinson W. R.* Widths of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs. — *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, N 17, p. 3376—3389.
138. *Dickinson W. R.* Potash-depth (K—h) relations in continental margin and intra-oceanic magmatic arcs. — *Geology*, 1975, vol. 3, N 2, p. 53—56.
139. *Dietz R. S., Holden J. C.* Reconstruction of Pangea; breakup and dispersion of continents, Permian to present. — *J. Geophys. Res.*, 1970, vol. 75, N 26, p. 4939—4956.
140. *Dixon W. J., Yuen K. K.* Trimming and vinsorizations. — *Rev. Statist.*, H. 2/3, 1974, p. 157—170.
141. *Dynamics* of the down-going lithosphere. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 19, N 2, p. 133—147. Auth.: J. Oliver, B. Isacks, I. M. Barazangi, W. Mitronovas.
142. *Ernst W. G.* Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. — *Contrib. Mineral. a Petrol.*, 1971, vol. 34, p. 43—59.
143. *Fisher I.* An astrogeodetic world datum from geoidal heights based on the flatterer $f = 1 : 298,3$. — *J. Geophys. Res.*, 1960, vol. 65, N 7, p. 2067—2107.
144. *Fisher R. L., Raitt R. W.* Topography and structure of the Peru-Chile trench. — *Deep Sea Res.*, 1962, vol. 9, p. 423—443.
145. *Gaposchkin E. M., Lambeck K.* Earth's gravity field to the sixteenth degree and station coordinates from satellite and terrestrial data. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 20, p. 4855—4883.
146. *Geomagnetic* deep sounding and upper mantle structure in the Western United States. — *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 1970, vol. 19, N 3, p. 213—235. Auth.: J. S. Reitzel, D. I. Gough, H. Porath, C. W. Anderson.
147. *Geothermal* problem. — *Tectonophysics*, 1970, vol. 10, N 1—3, 390 p.
148. *Gibb R. A.* Collision tectonics in the Canadian shield? — *Earth a. Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 27, N 3, p. 378—382.
149. *Goodacre A. K.* Generalized structure and composition of the deep crust and upper mantle in Canada. — *J. Geophys. Res.*, 1972, vol. 77, N 17, p. 3146—3161.
150. *Goodwin A. M.* Archean volcanism: patterns and problems. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Papers*, 1966, N 87, p. 65—66.
151. *Gumper F., Pomeroy P. W.* Seismic wave velocities and earth structure on the African continent. — *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1970, vol. 60, N 2, p. 651—668.
152. *Gupta H. K., Sato Y.* Regional characteristics of Love wave group velocity dispersion in Eurasia. — *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1968, vol. 46, pt. 1, p. 41—52.
153. *Hasebe K., Fujii N., Uyeda S.* Thermal processes under island arcs. — *Tectonophysics*, 1970, vol. 10, N 1—4, p. 335—355.
154. *Halunen A. J. (jr), von Herzen R. P.* Heat flow in the Western equatorial Pacific Ocean. — *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, N 23, pt. 2, p. 5195—5208.
155. *Hatherton T., Dickinson W. R.* The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles and other island arcs. — *J. Geophys. Res.*, 1969, vol. 74, N 22, p. 5301—5310.
156. *Heat* flow measurements in the North-Western Pacific. — *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 1966 vol. 44, pt. 4, p. 1519—1535. Auth.: V. Vacquier, S. Uyeda, M. Yasui a. o.
157. *Heiskanen W. A., Vening Meinesz F. A.* The Earth and its gravity field. N. Y., McGraw, 1958. 470 p.
158. *Herz N., Savu H.* Plate tectonics history of Romania. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, vol. 85, N 9, p. 1429—1440.
159. *Herzen R. P.* Heat flow values from the South-Eastern Pacific. — *Nature*, 1959, vol. 183, N 4665, p. 882—883.
160. *Isacks B., Molnar P.* Distribution of stress in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes. — *Rev. Geop-*

- hys. Space Phys., 1971, vol. 19, p. 103—174.
161. *Isacks B., Oliver J., Sykes L. R.* Seismology and the new global tectonics. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, N 18, p. 5855—5899.
162. *Ivanov R.* Zonal arrangement of rock series with respect to deep-seated masses. — In: XXIII Intern. Geol. Congr., 1968, vol. 1, p. 43—56.
163. *James D. E.* Andean crustal and upper mantle structure. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 14, p. 3246—3271.
164. *Jamieson B. G., Clarke D. B.* Potassium and associated elements in tholeiitic basalts. — *J. Petrol.*, 1970, vol. 11, N 2, p. 183—204.
165. *Johnson P. B.* The washing of socks. — *Math. mag.*, 1966, vol. 39, N 2, p. 77—83.
166. *Johnson R. W.* Potassium variation across the New Britain volcanic arc. — *Earth. a. Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 31, N 1, p. 184—191.
167. *Karig D. E.* Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 11, p. 2542—2561.
168. *Kaula W. M.* Global gravity and mantle convection. — *Tectonophysics*, 1972, vol. 13, N 1—4, p. 341—360.
169. *Kaula W. M.* Global gravity and tectonics. — In: *The Nature of the Solid Earth*. N. Y., 1972, p. 385—405.
170. *Kaula W. M.* Absolute plate motions by boundary velocity minimizations. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, N 2, p. 244—248.
171. *Klushin I. G., Abramovich I. I.* The form of geoid, seismicity and the composition of mantle magmas products. — In: IUGG XVI Gen. Assambly, Grenoble, 1975, p. 15—16.
172. *Knopoff L.* Density-velocity relations for rocks. — *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 1967, vol. 13, N 1—3, p. 1—8.
173. *Koch K. R.* Geophysical interpretation of density anomalies of the Earth computed from satellite observations and gravity measurements. — *Z. Geophys.*, 1972, Bd 38, H. 1, S. 75—84.
174. *Kuno H.* High alumina basalts. — *J. Petrol.*, 1960, vol. 1, N 2, p. 121—145.
175. *Kuno H.* Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. — *Bull. volcan.*, 1966, vol. 29, p. 195—222.
176. *Langseth M. G. (jr).* The flow of heat from the Earth and its global distribution at the surface. — AIAA Paper, 1969, N 69—589, p. 1—10.
177. *Le Pichon X.* Sea-floor spreading and continental drift. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, N 12, p. 3661—3697.
178. *Marhinin E. K., Stratula D. S.* Relationship between chemical composition of volcanic rocks and depth of the seismophocal layer as shown by the Kliuchevskaya volcanic group (Kamchatka ilsand arc). — *Bull. Volcan.*, 1974, vol. 37, N 2, p. 175—182.
179. *Marsh J. G., Vincent S.* Global detailed geoid computation and model analysis. — *Geophys. Surv.*, 1974, vol. 1, N 4, p. 481—511.
180. *Mathur S. P.* Crustal structure in South-Western Australia from seismic and gravity data. — *Tectonophysics*, 1974, vol. 24, N 1—2, p. 151—182.
181. *McDonald K. C., Luyendik B. P., von Herzen R. P.* Heat flow and plate boundaries in Melanesia. — *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, N 14, p. 2537—2546.
182. *Miyamura S.* Seismicity of island arcs and other arc tectonic regions of the Circum-Pacific zone. — In: *The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area*. *Geophys. Monograph.*, 1968, N 12, p. 60—69.
183. *Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin of ophiolites. — *J. Geol.*, 1975, vol. 83, N 2, p. 249—281.
184. *Morgan W. J.* Deep mantle convection plumes and plate motions. — *Bull. AAPG*, 1972, vol. 56, N 2, p. 203—213.
185. *Mueller S., Bonjer K.-P.* Average structure of the crust and upper mantle in East Africa. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 20, N 1—4, p. 283—293.
186. *Mysen B.* Partitioning of iron and magnesium between crustals and partial melts in peridotite upper mantle. — *Contrib. Mineral. a. Petrol.*, 1975, vol. 52, N 2, p. 69—76.
187. *Ninkovich D., Hays J. D.* Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. — *Earth. a. Planet. Sci. Lett.*, 1972, vol. 16, N 3, p. 331—345.
188. *Osborn E. F.* Reaction series for subalkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. — *Amer. Mineral.*, 1962, vol. 47, N 3—4, p. 211—226.
189. *Osborn E. F.* The complementarity of orogenic andesite and alpine peridotite. — *Geochim. e. Cosmochim. Acta*, 1969, vol. 33, N 3, p. 307—324.
190. *Pakiser L. C.* Gravity, volcanism and crustal structure in the Southern Cascade Range, California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1964, vol. 75, p. 611—620.
191. *Plate tectonics.* Selected papers from the *Journal of Geophysical Research*. AGU, 1972. 563 p.

192. *Presnall D. C., Simmons C. L., Puroth H.* Changes in electrical conductivity of a synthetic basalt during melting. — *J. Geophys. Res.*, 1972, vol. 77, N 29, p. 5665—5672.
193. *Prodehl C.* Seismic refraction study of crustal structure in the Western United States. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 81, N 9, p. 2629—2646.
194. *Resent investigations of surficial and deep structures of the Eastern and Southern Alps.* — *Geol. Rdsch.*, 1972, Bd 61, H. 2. S. 349—395. Auth.: G. Angenheister, H. Bögel, H. Gebraude a. o.
195. *Rhodes R. C., Krohn D. H.* Tectonic control over regional geochemical variation in the Karroo basaltic province of Southern Africa. — *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 1972, vol. 75, pt 1, p. 11—21.
196. *Rikitake T.* Non-dipole field and fluid motions in the Earth core. — *J. Geomagnetism a. Geoelectricity*, 1967, vol. 19, N 2, p. 129—142.
197. *Rikitake T.* The undulation of an electrically conductive layer beneath the islands of Japan. — *Tectonophysics*, 1969, vol. 7, N 3, p. 257—264.
198. *Rikitake T.* Global electrical conductivity of the Earth. — *Phys. Earth a. Planet. Interiors*, 1973, vol. 7, N 3, p. 245—250.
199. *Ringwood A. E.* Phase transformations in descending plates and implications for mantle dynamics. — *Tectonophysics*, 1976, vol. 32, N 1—2, p. 129—143.
200. *Sclater J. G., Rittir U. G., Dixon F. S.* Heat flow in the South-Western Pacific. — *J. Geophys. Res.*, 1972, vol. 77, N 29, p. 5697—5704.
201. *Scheidegger K. F.* Temperatures and compositions of magmas ascending along mid-ocean ridges. — *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, N 17, p. 3340—3355.
202. *Shankland T. J.* Velocity-density systematics: derivation from Debye theory and the effect of ionic size. — *J. Geophys. Res.*, 1972, vol. 77, N 20, p. 3750—3758.
203. *Shor G. G. (ir), Fiszler R. L.* Middle America trench: seismic refraction studies. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1961, vol. 72, N 5, p. 724—729.
204. *Shor G. G. (ir), Kirk H. K., Menard H. W.* Crustal structure of the Melanesian area. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 11, p. 2562—2586.
205. *Solomon S. C., Paw U. K. T.* Elevation of the olivine-spinel transition in subducted lithosphere: seismic evidence. — *Phys. Earth a. Planet. Interiors*, 1975, vol. 11, N 2, p. 97—108.
206. *Solomon S. C., Sleep N. H.* Some simple physical models for absolute plate motions. — *J. Geophys. Res.*, 1974, vol. 79, N 17, p. 2557—2567.
207. *Steinhart J. S., Meyer R. P.* Explosion studies of continental structure. *Carnegie Inst. Wash. Publ.*, 1961, N 622. 409 p.
208. *Sugimura A.* Chemistry of volcanic rocks and seismicity of the earth mantle in the island arcs. — *Bull. Volcan.*, 1967, vol. 30, N 5, p. 319—334.
209. *Sugimura A., Uyeda S.* Island arcs: Japan and its environs. *Amsterdam, Elsevier*, 1973. 247 p.
210. *Sugisaki R.* Chemical characteristics of volcanic rocks: relation to plate movements. — *Lithos*, 1976, vol. 9, N 1, p. 17—30.
211. *Sykes L. R.* The seismicity and deep structure of island arcs. — *J. Geophys. Res.*, 1966, vol. 71, N 12, p. 2981—3006.
212. *Terrestrial heat flow.* *Geophys. Monograph.*, 1965, N 8. 276 p.
213. *The application of modern physics to the Earth and planetary interiors.* *L.—N. Y.*, 1969. 692 p.
214. *The crust and upper mantle of the Pacific area.* *Geophys. Monograph.*, 1968, N 12. 522 p.
215. *The Earth's crust and upper mantle.* *Geophys. monograph.*, 1969, N 13. 735 p.
216. *The crust and upper mantle of the Japanese area. Part 1.* *Tokyo*, 1972. 119 p.
217. *The earth beneath the continents.* *Geophys. monograph.*, 1966, N 10. 663 p.
218. *The structure of the Earth's crust based on seismic data.* *Amsterdam*, 1974. 391 p.
219. *Toksöz M. N., Minear J. W., Julian B. R.* Temperature field and geophysical effects of a down-going slab. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 5, p. 1113—1138.
220. *Travel times of seismic waves between the New Hebrides and Fiji islands: a zone of low velocity beneath the Fiji plateau.* — *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, N 17, p. 3431—3436. Auth.: J. Dubois, G. Pascal, M. Barazangi a. o.
221. *Verma R. K., Hamza V. M., Panda P. K.* Further study of the correlation of heat flow with age of basement rocks. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 10, N 1—3, p. 301—320.
222. *Vogt P. R.* Plumes, subaxial pipe flow and topography along the mid-oceanic ridge. — *Earth a. Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 29, N 2, p. 309—325.
223. *Wickens A. J., Pec K.* A crust-mantle profil from Mould Bay, Canada, to Tuc-

son, Arizona. — Bull. Seism. Soc. Amer., 1968, vol. 58, N 6, p. 1821—1831.

224. *Willmore P. L., Hales A. L., Gane P. G.* A seismic investigations of crustal structure in the Western Transvaal. — Bull. Seism. Soc. Amer., 1952, vol. 42, N 1, p. 53—80.

225. *Wilson H. D. B., Andrews P., Moxham R. L.* Archaean volcanism in the Canadian Shield. — Canad. J. Earth. Sci., 1965, vol. 2, N 3, p. 161—175.

226. *Wilson J. T.* Mantle plumes and plate motions. — Tectonophysics, 1973, vol. 19, N 2, p. 149—164.

227. *Woollard G. P.* The interrelationship of the crust, the upper mantle and isostatic gravity anomalies in the United States. — In: The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area. Geophys. Monograph., 1968, N 12, p. 312—341.

228. *Woollard G. P., Rose J. C.* International gravity measurements. Soc. Explor. Geophys., 1963. 518 p.

229. *Woollard G. P., Strange W. E.* Gravity anomalies and the crust of the Earth in the Pacific basin. — In: The Crust of the Pacific Basin. Geophys. Monograph., 1962, N 6, p. 60—80.

230. *Worzel J. L.* Pendulum gravity measurements at sea, 1936—1959. N. Y., 1965. 422 p.

231. *Yokoyama I.* Gravimetric, magnetic and electrical methods. — In: The Surveillance and Prediction of Volcanic Activity. Paris, 1971, p. 75—101.

232. *Yukutake T., Tachinaka H.* Separation of the Earth's magnetic field into drifting and standing parts. — Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 1969, vol. 47, pt 5, p. 65—97.

233. *York J. E., Helmberger D. V.* Low-velocity zone variations in the South-Western United States. — J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 11, p. 1883—1886.

**УКАЗАТЕЛЬ
ГЕОГРАФИЧЕСКИХ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ОБЪЕКТОВ**

**Принятые
сокращения**

- авл — авлакоген
ант — антиклиналь, антиклинорий
ар — ареал
бл — блок
в — выступ
влк — вулкан
возв — возвышенность
впад — впадина
г — гора, горы
гл — глыба
гр — группа
г. т — горячая точка
депр — депрессия
ж — желоб
з — зона
зал — залив
з. спр — зона спрединга
з. суб — зона субдукции
к — комплекс
кр — кряж
м — массив
мул — мульда
н — нагорье
о — остров
обл — область
о-ва — острова
оз — озеро
пл — плита
плоск — плоскогорье
п-ов — полуостров
пр — прогиб
пров — провинция
р — разлом
св — свита
сер — серия
син — синклинорий
т — толща
ф — формация
хр — хребет
щ — щит

А

- абаевская св 157
Абакума плато 260, 278, 282
Абанико ф 149
Абитиби пояс 187
Абширский ар 207
Авачинско-Налычевский ар 34
Аверьон ар 286

Австралийский щ 186—191, 195, 197, 270, 278, 281, 285, 288—295, 297—300, 303
Агардагский м 213
Адак влк 234
Аделейд влк 36, 37
Аджаро-Триалетия обл 149, 151
Адирондак г 269
Азорские г. т, о-ва 12, 305, 306
Айдахо плутон 234
Айодзор ар 149, 151
Айра влк 30, 63
Айрон-Хилл м 321
Акаги влк 34
Акари плутон 234, 239
Акига-Кумага-Таке влк 34, 36
аккаргинский к 209
Алаверди ар 154, 155
Алаид влк 36, 41
Алапаевский пояс 209
Алданская пров 321, 326, 333
Алданский сер 259
Алданский щ 259, 269, 270, 279, 283—285
Алеутский ж 40, 78
Алеутский хр 234, 238
Алеуты о-ва 30—36, 41, 42, 46—52, 58, 64, 66, 79, 89, 108, 113, 127, 208, 234
Аллареченский пояс 208
Алвейско-Козыревский ар 41
Алтае-Саянская обл 142, 144, 146, 149, 159, 163, 202, 207, 209, 213—215, 223, 226, 233, 253, 263, 266, 270, 279, 281, 284, 287
Альберт к 209
Альберта пров 15
Альне м 321
Альпийско-Гималайский пояс 12
Альпы г 51, 144, 148—150, 163, 209, 227, 270
Аляска п-ов 12, 42, 47, 49, 58, 59, 64, 209, 234
Амба-Донгар м 321
Амбатуфинандраhana ар 260
Амбрим влк 32, 35, 41
Американская пл 78
амнуактинский к 259
Амстердам г. т, о 305, 306
Амчитка влк, о 41, 50, 58
Анабарская антеклиза 299
Анабарская пров 321, 339
анабарская сер 25 9
Анабарский щ 191, 207, 259, 279
Анатолія обл 144
ангарский к 295
Андрус влк 41
Андхра-Прадеш ар 259, 295, 299
Анды г 30—37, 41, 46—51, 57—59, 64, 79, 86, 89, 111, 115, 127, 144, 151, 158, 234, 239, 245
анзобский к 259, 266, 278, 282, 284, 288
Антарктида 30—36, 41, 59, 117, 193, 262, 278, 295—305, 313—318

Антарктика 42, 49, 51, 59, 64
Антарктическая пл 78
Антиатлас г 208
Антрим ар, плато 316
Аной влк 32, 36, 41, 117
Аоба влк 32, 35, 37
Аогасима влк 36, 37
Апеннинский п-ов 209, 299
Апенины г 144, 151, 261, 266, 269
Апотери ф 296
Апшалачи г 149, 150, 163, 209, 210, 234, 246, 261, 269, 278
Апусени г 144
Аравийская з. суб 78
Аравийская пл 78
Аравийский п-ов 207, 295, 297, 299—301
Араша м 321
Арбарастах м 321
Арвеш река 266, 269
Ардара м 233, 238
Арденнский м 234
Арднамерхан ар 299, 300
Аризона 47, 296, 299, 303, 304
Армориканский м 234
Аруба ар 234
Асама влк 63
Асо влк 63, 125, 126, 138
Атансор ар 151
Атбаши хр 152
Афар г. т 305, 306
Афганский Бадахшан обл 233
Африканда м 321
Африканская пл 78
Ахурян река 299
Ашленд ар, пояс 269
аянская св 295, 300

Б

Баварское н 260, 266
Байкал оз 12, 17, 270, 279
Байкальская обл 207, 209
баймак-бурибаевская св 151, 155
Байн-Хилл м 233, 238, 240, 244, 254
Балаган-Тас влк 32, 36, 41, 117
Бали о 32, 64, 65
Балканский п-ов 142, 144, 149, 150, 209
Балканы г 151, 234
Баллантрей к 208
Баллени г. т, о 305, 306
Балтийский щ 185—196, 208, 209, 279—285, 300, 340
балхашский к 233
Банга сер 259
Банг-Санг-Пиа-Биок к 207
Банди-Баян хр 259, 279, 282
Банкс п-ов 64
Барбертон пров 208

Баренцево море 189
Баррандиен ар, мул 144, 146, 150, 152
Барчинский м 321
Бассейнов и Хребтов пров 47, 50, 119, 121
Бассит ар, мыс 207, 297, 299
Батенёвская з 154
Батур влк 32
Бату-Тара влк 36, 41
баянобинский к 233
Безымянный влк 45
Бей-Айлендс ар 209, 234
Бектурганская сер 259, 266
Белая Зима м 321
Белое море 189
Белорусский в 278
белоцерковская св 270
Белуджистан 208, 227
Бельдонский м 261, 279
бергаульская св 187
Береговой хр 30, 151, 234, 240, 245, 296,
297, 300, 304
бериккульский к 233
Бермейя к 261
Берсей влк 32
Бертут к 261
Биг-Хорн к, г 261, 266, 279, 282, 283
Бийский в 146, 149
билтская сер 149
Бирская впад 300, 302
Блаувкраанс ар 299
Богослов влк, о 34, 36, 41
бокалинский к 233, 239
Болд-Маунтин плутон 238, 239
Болд-Рокк плутон 234
Большое Невольничье оз 192
Большой Альпийский р 40
Бомбей ар 295, 314
Бонин ар, о 51
Боно покров 261, 266
Борг ар 295, 304, 316
борсалинская сер 259, 285
Бор-Урях м 321
Босния обл 149
Ботнический зал 191
Ботсвана 208, 295, 300
Бразильская пров 321, 326, 333
Бразильский щ 191
Бралорн ар 234, 238
Брестская впад 299, 300
Бретань п-ов 144, 147, 149, 154, 155, 254
Брисбен ар 297, 299, 300
Британо-Арктическая пров 296—301, 304,
315, 318
Британская Колумбия пров 15, 238
Британские о-ва 144, 208, 233
Брокен-Хилл м 259, 269
Бромо влк 36, 37
Брусник-Липова г 148
Буве г. т, о 305, 306
Бугенвиль ар, о 36

Бугско-Днестровский бл 208
Букусу м 321
буруктальский к 209, 234
Бхагалпур ар 259, 269

В

Валаам ар, о 300
Валагинский хр 144, 147—150, 152
вальзинская сер 150, 260, 270, 284
Вангарей ар 36, 37, 41
варазский к 259, 282
Вашингтон 144
Великая Дайка 214
Верила Планина г 261, 269, 278
Вермилион пояс 187
Верра ар 150
Версоен ар 150
Верхнее оз 189
Верхняя Савойя обл 147, 234, 246
Верхоянская обл 297, 300
Вестфилла ар 304
Ветреный Пояс 208
вильямский к 259, 285
вилуйско-мархинский к 295
Виндикейшн о 36
Вирджин о 151, 152, 158
Витимо-Олекминское н 279
Вогезы г 144, 163, 260, 269, 270, 279, 282,
285, 288
водонадненский к 208
Воин м 321
Волго-Уральская обл 295, 300
Волкано о 41
Волтри гр 261, 266, 269
Вольно-Оршанский авл 295, 300
Воронежская антеклиза 295, 301
Воронежский м 185—189, 194, 195, 208,
228, 261, 279, 295, 302, 303
Восточно-Африканский рифт 192, 193
Восточно-Европейская платформа 166, 197
Восточно-Саянская пров 321, 333
Восточные Альпы г 144
Восточный пояс 208
Восточный рифт 321
Восточный Саян г 144, 151, 207, 238—240, 339
Вулкан-Пик ар 209
Вуринос к 142, 150, 151, 209
Выборг 192
Вэли-Мексико ар 37

Г

Гавайи г. т, о-ва 79
Галапагос г. т, о-ва 305, 306
Галисия обл 260, 282

Ганальский хр 259, 266, 270, 279
Гангест ар 299
Гарабал-Хилл м 233
Гармония сер 260, 266, 285
Гарц г 144, 146, 150—152, 156
Гвадалахара пров 32
Гватемала 47
Гвиански шц 187, 191, 296
Гебриды о-ва 297, 301, 304
Гек м 321
Герцеговина обл 149
Гетс ар, к 234
Геттисберг ар 299
Гималаи г 51, 144
Гималайская з. суб 78
Гиндукуш хр 51, 207, 226, 253, 259, 283
Гиссар хр 144, 150, 154, 244
Главный Кавказский хр 239
Глендора ар 36
Гленовер м 321
Глен-Тилт м 233, 248
гобийски к 207
гобитяньшаньский к 233
Гойтх сер 148—150, 154, 155
Голямо-Каменяне м, гр 209
Горная Шория обл 144, 207
Горно-Шорский пояс 214, 215
гороблагодатский к 234
Горно-Алтайский пояс 214, 215
Горное Озеро м 321
Горный Алтай обл 144, 207, 233, 245, 259, 266, 270, 282
Горный Крым обл 149, 150, 154, [156, 246
Гранд-Форке пояс 261
Граубюнден ар 148, 152
Грегори-рифт 326, 327
Гренвилл сер, пров 261, 266, 269
Гренландия о 226, 261, 282, 296, 300—303
Гренландский шц 191, 278
Группо Маджио гр 151, 209
Гуам о 32, 35
Гутенот ф 187
Гудзонов зал 193
Гудини м 338
Гулиис-ий м 321
Гулхем м 319, 321
Гурия обл 149, 152

Д

Давыдов о 41
Дагомея ф 26
Дайсетцу влк 65
далдарминская св 259
Дальред сер 260

Дамбин ар, гр, м 261, 270, 284
дамхурцевская св 261
Дарвина поднятие 12
дарханский к 233
Дахуунурский м 321
Девоншир ар 146
Декал плато 299, 301, 314—316
Дели система 259
Дено-Бай ар 297, 300
джалканская сер 295, 301
джанганинский к 234, 238, 240
Джант-Джир хр 149
Джебел-Мусса ар 207
Джегьгаринский пояс 209
Джефферсон влк, г 34, 135
Джогимарди ар 187
дзурунтайский к 233
Дил мул 144, 146, 150
Дилсбург ар 299
Динариды г 209, 227, 269
Диско ар 302
Дора-Майра ар, м 261, 266, 287
Дорова м 321
Днепровско-Донецкая впад 295, 302
Драйден ар 186
Дракенсберг ар 317
Дранкинский ар 34
Дроча г 144, 149
Дуарнене ар 234, 238, 244, 254
дугаджинский к 233
Дуранго влк 41, 119
Дхарвар сер 187, 259

Е

Евроазнатская пл 78
Елбингерёдер к 146, 150
Енисейская пров 321
енисейская сер 150, 151, 154, 155, 259
Енисейский кр 259, 278
Есан влк 36, 65

Ё

Ёнви влк 37

Ж

жаровский к 295, 316
железногорский к 208
Жилов з 150, 151
жумакская св 151
Жюмалэу г 260, 269

З

- Забайкалье обл 167, 233, 239, 240, 245, 259, 339
Забайкальская пров 319, 321, 325, 328, 333, 338
Закавказье обл 144, 152, 154, 238
Закарпатье обл 144
Замбези-Луангва пров 333
Западно-Саянский пояс 214, 215
Западно-Чукотский пояс 208
Западный пояс 208
Западный рифт 321
Западный Саян г 144, 151—156, 207, 239, 244, 254
Зауралье обл 295, 299—305
Зверева сер 259
Зеленого Мыса о-ва 145, 150, 158
Земля Виктории обл 295, 297
Земля Королевы Мод обл 295
Земля Мэри Бэрд обл 32, 36
Зеравшанский хр 259, 269, 278, 282, 288
зербкызыльская сер 150
зерендинская сер 259, 269
Зирабулак-Зиаэтинские г 259, 270, 278, 282
Златишко ар 234
змеиногорский к 233
Зоб река 227
Золотокитатская з 152, 155—157
золотокитатская св 154
Зондские о-ва 30, 63, 64, 113, 116, 119, 131, 134—138
Зыряновск ар 156

И

- Иберийский п-ов 150, 154, 156
Иваки влк 41
Ивате влк 35, 36
Иводзима влк, о 35, 36, 41, 120, 121
Ивреа з 261, 266, 269
идарский к 207
Идзу п-ов 41, 52
Идзу-Бонин дуга 30, 34—37, 51—54, 57, 58, 86, 108, 113, 115, 127, 138, 195, 196
Иевэл м 233, 238
ингрская сер 259
Изуна влк 34, 36, 41
Ийско-Тагульский пояс 207, 214, 215
илпнейская св 259, 285
именновская св 151
Инвернессшир ар 208
Ингили м 321
ингодинский к 233, 239
Индийская пл, пров 78, 321, 326, 333

- Индийский щ 186—191, 194, 195, 207, 270, 278, 283, 288, 315, 338
Индокитайский п-ов 207
Индонезия о-ва 58, 132, 134, 137
Иранское п 158
ирендыкская св 150, 151, 155
Ирландия о 260, 278, 279, 316
Иртышская з 207
Ирумукепу влк 34, 65
ирунейский к 150, 151
Исландия г. т, о 79, 299, 303, 305, 306, 314
иттунуysайская св 259, 278, 282
Ичиномегата влк 41
Ичинско-Кирганикский ар 34—36, 41

Й

- Йеллоунайф пояс 16, 186—188, 192
Йеллоустон г. т 79

К

- Кавказ 51, 144, 148—157, 163, 167, 181, 207, 226, 233, 238, 245, 261
Кагаляска о 234
кагутинская сер 259
Кадовар влк 41
Казахстан 144—155, 159, 162, 165, 167, 202, 207, 210, 223, 226, 233, 246, 253, 259, 262, 264, 283
Кайзерштуль м 326
кайчинский к 326
Калабрийские г 246, 261, 278
Калабрия обл 234, 287
Калгурли ар 187, 207
Калимантан о 207
Калифорния п-ов 50, 144, 147, 151, 240, 261
Калкфелд м 321
кальденский к 233
Камбей ар 314
Камихара к 233
Кампу влк 34, 36, 41
Камуикотан з 149, 150, 208
Камчатка п-ов 13, 29, 30, 34, 41, 45—48, 53, 57, 89, 113, 117, 142—152, 162, 208, 227, 233, 245, 259, 263, 270, 279
Канадский щ 186—197, 209, 261, 266, 270, 278, 281, 283
Канкроли ар 259
Канский пояс 207
кантайско-джербинский к 299, 301
Канто г 269
Канлес гр 259, 278

- караарчинская св 151, 160
 карабулакский к 233
 Караванкен ар, г 148, 152
 Карагинский ар, о 144, 149, 227
 каракасская гр 269
 каракаттывская св 151
 карамалыташская св 151
 Каратегин хр 159
 Каргы река 154, 156, 157
 кардывачский к 233
 Кардывачский м 238
 Карелия 260, 269, 270, 278, 282
 Карело-Кольская пров 321, 326, 333, 338, 340
 Карибская пл 78
 Карибские г 234
 Карибское море 144, 234
 Каркар влк, о 37, 41
 Карнатака ар 259
 Карнеги з. спр, хр 119
 Каролина 150
 Карнагы г 144, 147—151, 167, 209, 260, 270, 279, 282, 286
 Карру пров 295, 297, 299, 301, 312, 316, 317, 318
 Каскадные г 29—36, 40—46, 49—52, 58, 64, 79, 89, 111, 113, 131—138, 297, 303
 каскамская св 260
 Каталонские Пиренеи г 144, 147, 149
 катармайская св 259, 270, 282
 Катмай влк 42, 47
 Катунский в 146
 Кахетинский пояс 149, 155
 Качавские г 144, 146, 152
 Кваркушко-Каменогорский ант 151
 Квевек пров 193
 Квинсленд 207
 кейвская сер 287
 Кейвы возв 278, 287
 Кейп-Фулверер ар 300
 Келлервальд ар 146, 152
 Кемпирсайский м 214
 кенгединский к 295, 299, 300
 Кения 193
 Кенора 186
 Кермадек о-ва 30, 32, 36, 43, 51, 52, 54, 57, 58, 89, 111, 113, 131, 134, 137, 138, 195, 196, 203
 Кеупангер ар 233
 Кивино сер 261, 266, 282
 кизелковская св 148
 Кийский м 321
 Кийско-Батеневская з 151
 Кимберли плато 300
 Кингевем-Пекульнейский ар 149
 Кинкасан к 233
 Кипр о 142, 209
 Кирклэнд-Лейк пояс 186
 Кирпатрик ар 297
 Киска влк, о 34
 Гитаками н 208, 260, 269, 282
 Клейтон ар 36, 41
 Ключевская Сопка влк 45, 125, 126
 Ковдор м 321
 Ковельская впад 300
 Коернер влк 41
 кожуховская св 154
 Козыревская впад 45
 Кокин Брод ар 149
 Кокос пл 49, 78, 79, 117, 119
 коксенгирская св 150
 Кокстад ар 317
 Кокчетавская гл, пров 264, 269, 279, 287, 321, 326
 Кокшаровский м 321
 Колима влк 119
 Колмозеро-Воронье ар, сер 260, 266, 270
 Колорадо плато 137
 колтубанская св 150, 151, 155
 Колумбия плато 296, 299, 300, 302—304, 317
 Кольский п-ов 260, 262, 266, 269, 270, 278, 287
 Кольханур ар 299
 кольванский к 233
 Комати сер 187
 Кони к, п-ов 233, 238
 Конкско-Белозерская з 187, 278, 287
 Коннемара ар 260
 Контозерский м 321
 Конус Ганнинга ар 317
 Кошетдаг хр 51
 Кошпермайн 16
 Кордильерская пров 321, 326
 Кордильеры г 15, 223, 234, 239, 253, 261
 кординская св 259
 Корейский п-ов 207
 Корнуолл п-ов 146, 150, 208
 Коромандель ар 36, 41, 58
 Корякский пояс 208
 Корякско-Анадырская обл 144, 149, 208
 Котопахи влк 119
 котуйско-оленекский к 316
 Коцушима влк 41
 кочечумская св 295
 Крака м 214
 Кракатау влк, о 89, 126
 Красное море 12, 17
 Красномайский м 321
 Красноярский пояс 207, 214, 215
 Криворожско-Кременчугский пояс 187
 Крозе г. т, о 305, 306
 Крейтер-Лейк влк 36, 135
 Кромберг ар 189
 кроноцкая сер 149, 150
 Кросс-Лейк пояс 187, 261
 крыккудукский к 233
 Крым 144, 234
 Кубань река 150, 155
 Куддана ар 295

Кузбас 295, 297, 299—305, 317
Кузнецкий Алатау хр 144, 150—157, 207,
246

Кузнецко-Алатауский пояс 214, 215
кузьмовский к 295, 300
Куйя влк 37
Кукасозеро ар 278
кукасозерская св 260
Кулгарди ар 187, 259, 285
Кумроч хр 144, 148
Кунашир о 149, 154, 156, 233
кунушский к 233
куперлисайская св 151, 160
Курга м 326
Курильский ж 39, 78
Курилы о-ва 19, 30, 41, 42, 46—54, 57,
89, 108, 127, 144, 148—154, 158, 181,
208, 233
куркудукская св 151
Куроухский ант 297, 300
Куросима влк 34, 41
курсайская св 146, 151
курультимо-гонамский к 259, 284
Курчум-Кальджирский ант 259
Кусацу-Ширане влк 36
Куттаро влк 64
Куума ар 259
кучугуурская св 299
Кызылкум 148, 150, 152
Кюсю о 30, 35, 37, 43, 36, 49, 51, 63, 89,
113, 127, 138

Л

Лаба река 150
лавреновский к 233
Лаврова бухта 149
Лагуна-Маула ар 32
Ламингтон влк 32, 36
Лан мул 144, 146, 150, 151, 154—156
Лангё ар 260
Лассен-Пик влк 36, 37
Лау з 50
лебедской к 233
лебяжинская св 260, 269
Лейт влк, о 32, 36, 109
Лена река 191
Лепонтийские Альпы г 269
Лесестер ар 233
Лесная Варака м 321
Лефрой Пенинсула ар 187
Ликлийский Тавр ар 144, 207
Линда ар 295, 299
Лопеви влк 32, 36
лоухская св 269, 282
Лугларви ар 270, 278
Луш м 321
льёнский к 260, 269

М

Мавритания 300, 317
Магнет-Ков м 321
Магнитогорский снп 150—152, 155, 181
Мадагаскар о 260, 269
Майджор ар, о 30
майлисорская св 149, 150
Маймеча-Котуйская пров 321, 326, 333,
338—340
майнский к 233, 239, 344, 254
Майо о 145, 150, 158
Майон влк 34, 36
Майсур ар 295, 299
Макбальский ант 259, 269, 270, 282, 284,
288
Макдональд г. т., о 79
Маколи влк, о 36
максютовский к 261, 266, 269, 270
Малайзия 58
Малетойваянский ар 34
Малка река 150, 155
Малл о 297, 299
Малые Антильские о-ва 151, 152, 158
Малые Карпаты г 260, 266, 285
Малый Кавказ г 226, 233, 246, 295, 299, 301
Малый Хинган г 207, 227
Манагалец плато 35—37
Манам влк, о 32, 36, 41
Манди ар 295, 301
Манитоба пров 192
Маниту м 321
Маралинга 190
Маргарита о 234
Марианы дуга, о-ва 13, 30, 32, 35, 36, 51,
52, 54, 58, 64, 79, 89, 113, 127, 131, 134,
137, 138, 195, 203
Маршалловы о-ва 12
Матсугадайра-Мотап пояс 260, 266
Маунт-Херберт ар 299
Маунт-Худ влк 125, 126
Маунтин-Пас м 321
Махараштра ар 316
Машу влк 36, 65
Маэво влк 32
Мвамбуто м 321
медвежинская св 270
Медицин-Лейк влк 34, 36
Меланезия 42
Мерседес ф 261, 270
Меса ар 119
Мехико ар 41
Мизек-Космурунская з 151, 154, 155, 157
Микабу з 208
мингтурский к 233
Минданао о 52, 54
Миниска-Лейк пояс 186
Миннесота 187, 282
Мноко влк 34, 36, 41

Мисханский хр 238
михайловская св 187
Миякедзима влк 36, 37
Модонкульский м 240
Мойн сер 260, 270
мокулаевская св 300
Молданубикум бл 260, 264, 366, 269 279,
282—284, 288
Молд Бей ар 16
Мона к 260, 266
Монголия 144, 147, 159, 167, 207, 233
Монте-Поро ар 234
Монт Морзин ар 150
Монтриджийская пров 321, 326, 333
Моретиш-Антонина ар 261
Мрасский в 146, 149
мугоджарская св 151
Мугоджары 234, 238, 240, 246
муно-оленекский к 295, 299, 300
мургальский к 233
Мутновско-Асачинский ар 34
Мэргень влк 32, 36, 41, 117

Н

набильский к 151
Наданы-Хада-Бикинская з 208
Намибия 193
Нансей ж 40
Нарбада ар 314
Нарымский хр 154, 155, 279
Наска пл 78, 79, 86, 117, 119
Невада 50
Немегос м 321
немуйканская св 149
Нератовице ар 151
нидбмская св 295
нижнеамурский к 233
Низкие Татры г 144, 150, 154—156
Ниидзима влк 41
Ниуафооу влк, о 32, 36, 108
Нкумбе м 338
Новая Британия о 30, 42, 44—49, 52, 54,
113, 116, 127
Новая Гвинея о 12, 17, 30, 32, 37, 41, 49,
51, 52, 64, 113—115, 127, 145, 151,
162, 207, 233, 240, 245
Новая Георгия о 32, 37
Новая Зеландия о-ва 30, 32, 37, 40, 42,
49, 51, 52, 58, 64, 89, 113, 131, 134,
137, 145, 148, 150, 154, 156, 207, 259, 269
Новая Каледония о 145, 207
Новогвинейское море 44
Новые Гебриды о-ва 30, 32, 34, 37, 41,
48—54, 58, 64, 66, 78, 89, 109, 113, 121,
127, 195, 203
Новый Южный Уэльс 207
ногинский к 300

Номохтоох ар 321
Норанда пояс 186, 187
норильский к 295, 300
Норсмен ар 187, 207, 259
Нотозерский пояс 208
Нуратау хр 259
нучалинский к 299, 300
Ньюберри влк 32, 41, 135
Нью-Квебек 187—189
Нью-Мексико 149, 151, 295, 303
Ньюфаундленд о 144, 149, 209, 234, 245

О

Оберпфальц ар 279
Обизаранг река 150
обихумбоуский к 233
Обь-Зайсанская обл 233, 246, 253
Оденвальд ар 260, 279, 282
Одихинча м 321
озерновский к 233
Озерный п-ов 227
Ока м 321
Окленд ар 30, 32, 35, 36, 41, 207
Олдоиньо-Ленгаи м 321, 326
ольховский к 233
Ольхон ар, о 279
ольхонская сер 259, 270
олюторский к 233
Омурояма влк 34—36
Ондуракоруме м 321
Онекотан о 149
Оногско-Китойский пояс 207, 213, 214
Онтарио пров 187, 192
орденский к 260, 282
Орегон 144, 151
Орикабе к 233
Орулганский авт 297, 300
Осима влк, о 64
Оспвэган-Лейк пояс 187
Отрис к 209
Охотско-Чукотский пояс 233, 238, 239

П

павдинская св 154
Паган о 35, 36
Палабора м 321, 338
Памир г 51, 167, 191, 259, 279, 286
Панда-Хилл м 321
Панджал ар 301
Папуа п-ов 149—151, 163, 207, 233, 240
Парамушир о 148, 152, 154
Парана река 269, 296, 299—301, 304, 312
парандовская св 187
Парикутин влк 34—36

Пармские Апеннины г 151
патомский к 295
Патомско-Вилойский авл 299
Патомское н 270, 300
Пельву ар 150, 152
Пейжирский хр 278, 285
Пенсильвания 299
Пердеклоф ар 299
Пермо-Башкирское поднятие 300
Перуанско-Чилийский ж 39, 78
песковский к 208
Песочный м 321
«пестрая» сер 269, 282
Печенга ар 278
печенгская сер 260
Пикчер Джердж ар 317
Питкяранта-Салми ар 299, 300
пластовский к 234, 240
Побежовицы ар 234
Побужье обл 208
поляковская св 150
порфириновая сер 148
Потрилло влк 36, 41
Президент-Крик ар 209
Приазовье обл 208, 278
Приатлантическая пров 321
Прибайкалье обл 259, 279
Прибалхашье обл 207
Прибылова о-ва 32, 35, 41, 47, 208
Приднестровье обл 295, 317
Приенисейская з 300
Прииртышская з 148, 155
Пришимье обл 299, 302
Прикаспийская впад 165
Приладожье обл 295, 300, 302
Прикузбасская з 151
Приневиль ар 300
Прионье обл 295, 299, 300, 302
Приохотье обл 144, 245
Присянье обл 259, 262
Прозор ар 149
Пуна ар 36, 37, 41
Путорана плато 317
Пуэрто-Кабель ар 261
Пуэрто-Рико ж, о 78, 261
Пэк-Сэк-Лукоит ар 297

Р

Раджастхан обл 259
Раджмахал ар 295, 301
Раздан река 299
Рамгар ар 295, 301
Рангитикей-Уайапу з 64
рассыпнянский к 234, 240, 244
Ратнагири ар 295, 299
Ратон ар 36, 41
Рауль о 32, 36

Раунг влк 34
Ребра-Барнар сер 260, 269
Редон ар 147, 154, 155
Ред-Хил ар 207
режевский к 209
Рейнир влк 34
Рейнские Сланцевые г 163
Рейнский грабен 326, 327
Реюньон г. т. о 79
Риоке пояс 269, 279, 283
Риф обл 208
Ришири влк 41
Родезийский щ 187, 190, 191, 195, 208, 260
Родна г 260, 269, 286
Родопы г 209, 260, 266, 279
Роме ф 261
Рорайма плато, сер 296, 300, 301, 304
росинско-тикичская сер 261
Росса м 59
Роторуа ар, з 35
Рудные г 144
Рудный Алтай обл 144, 148, 150, 154—156
Русская платформа 295, 302, 303, 315
Руфунза гр 260, 266
Рюкю о-ва 30, 51, 52, 54, 86, 113, 115
Рюкю-Филиппинская з. суб 78

С

Сабах ар, пояс 207
сагская сер 149
Сайжа м 319, 321
Саксаган-Ингулецкая з 278
саксаганско-ингулецкая сер 261
Сакурадзима влк 36
Салаирский кр 144, 151, 207
Салаирский пояс 214, 215
Салайна бл 240
салдинский к 234, 261
Салтора ар 259
Сальные тундры ар 260
Самбагава пояс 147, 150, 208, 260, 269, 278, 282, 285
Самоа о-ва 12
самсунурский к 233, 238—240
Сан-Антонин ар 149
Сангун ар, пояс 208
Санмёре ар 260
Санта-Хеленс влк 34
саракокшинский к 233
Сарановский пояс 209
Сардиния о 261, 266, 279
Сартон-Орвиль к 146
Саульпе хр 270
саурский к 233
Сахалин о 30, 46—49, 117, 120, 144, 150—152, 181, 208, 260, 270, 278, 284, 288

Саяно-Тувинский пояс 207, 213—215
Свартенхук ар 300, 302
Севанский хр 207, 295, 299
северо-варзобский к 233
Северный о 40, 58, 64, 150, 154, 156
Сёкле м 321
семиродниковская св 148, 155
Семисопочный ар 34, 36
Сент-Мари-о-Мин ар, сер 260, 269, 270, 282
Сербско-Македонский м 260
Серовско-Уфалейско-Кемпирсайский пояс 209
Серро-Асуль влк 36
Серро-Негро влк 36
Сетте-Дабан хр 295, 301, 321
Сетте-Дабанская пров 32, 333
сетте-дабанский к 295
Сибирская платформа 295, 297, 299—301, 312, 313, 340
Сибрук м 321
Сикоку о 138, 260
Сила Пиккола ар 266, 270, 287
Сильвер-Пик ар 35, 36
Симушпр о 149, 154
Синайский п-ов 233
Сихотэ-Алинская пров 321, 326
Сихотэ-Алинь обл 144, 148—152, 208, 223, 233, 339
Скай о 297, 299, 300
Скалистые г 279
Скандинавская пров 321, 326, 333, 338
Скандинавский п-ов 144, 208, 210, 260
Скергард м 296
Скорсби ар 302
слоньянская сер 259
Снейк река 296, 303
Собопольский ар 297, 300
собский к 234
Соерленд ар 150, 151
Сокорро ар 149
Соломоновы о-ва 30, 32, 36, 37, 49, 51, 52, 57, 64, 78, 89
Солсберри 234
Сомхето-Карабахская з 233
сосновская св 148, 154
Спай-Лейк пояс 187, 188
Спарта 209
Спишска-Гемерское Рудногорье обл 147, 151, 154, 160
Средиземноморье 51
Срединный хр 45
Средна-Гора ар 234
Сталач к 260
Становая обл 279
становой к 259, 269
Стейтон ар 32, 36, 135
Степнякский син 150
степнякский к 233
Судеты г 152
Сукулу м 321

Сулавеси о 51, 58
Султануиздаг г 144, 150, 152, 156, 207, 227
Сумако влк 36, 119
Суматра о 34, 51, 52, 89, 127
Сунда о-ва, дуга 13, 41, 43, 51, 58, 65
Суоярви 192
Сурский пояс 187
Сусунайский хр 150, 152, 260, 278
Сьерра-дель-Кади ар, г 147, 149
Сьерра-Леоне 208
Сьерра-Мадре ар, г 119
Сьерра-Морена г 144
Сьерра-Невада плутон 234, 238
Сьюширпор пров 187

Т

Табашине к 233
Тавр г 51, 144, 167, 207
Тавуа кальдера 36, 109
Тага влк 34, 36
Тагильский син 151, 154
Тагна м 321
Тайвалих п-ов 146
Тайвань о 30, 32, 51, 260, 278
Тайгонос п-ов 144, 149, 181, 238
тайгоносский к 233
Таймыр п-ов 295, 299, 304
Такагуа ф 261, 269
Такахе влк 32
Таксон 16
Талыш г 144, 149
Тамдыгау г 148, 150, 152
Тангкубан влк 36, 37
Танджур ар 299
танну-ольский к 233
тараскырский к 233, 244
тараташский к 261, 279
тарбагатайский к 233
Таро-Манубиола з 151, 209
Тарумаэ влк 36, 65
Тасмания о 145, 152, 207, 295, 297, 299—305, 313, 317, 318
Татарский свод 300
Таушо ар, з 35, 40
Твидингейт ар 234
Теберда река 155
Тейлора ледник 295, 297
Тёкай влк 36
тепторгинская сер 259
терекская св 151, 160
Тессинские Альпы г 269
Тибет 16
Тиман хр 296, 301, 316
Тимеселарзин ар 145, 151, 233
Тимминс сер 186
Титибу пояс 208
Титикака оз 32, 35

Тихоокеанская пл 78, 79, 108, 117, 138
Тланчинол ар 296, 317
Товада влк 36, 64
Тогузак-Аятский ар 226
Тонга дуга, о-ва 30, 32, 34, 36, 41, 43,
48—54, 57, 58, 64, 79, 89, 108, 111,
113, 131, 134, 137, 195, 196, 303
Тонга-Кермадек-Новозеландская з. суб 78
Торисима влк 35, 36
торский к 295
торткудукская св 154
Тефуа влк, о 32, 36, 109, 125, 126
тохтогеншильский к 233
Трансваальская пров 321, 326, 333, 338
Трансваальский щ 190, 191, 193, 195, 208,
260, 278
Трансверс-Рейндж хр 234, 240
Траскау г 156
Тристан-да-Кунья г. т, о 79, 305, 306
Тронадор влк 35, 125, 126
Тронхейм мул 233, 244
Троодос ар, г 142
тростенецкая т 147, 150, 151
Тува обл 144, 154, 157
Тувинская пров 321, 328
Туин-Систерс м 209
Тумрок хр 144, 147—150, 152
Тунгуская св снеклизла 316
Тунгурауа влк 32, 34, 119
Тунхеймен ар 260
Тургай 295, 299—301, 304, 317
турянский к 300
Тухтла влк 41, 119
Тхерон ар, г 304
талминский к 233
Тянь-Шань г 51, 144, 146, 149—152, 160,
163, 167, 207, 226, 233, 239, 245, 253,
259, 270, 281, 284, 326

Унгаран влк 36, 37
Ундзен влк 35, 138
Ункондо ф 260
Уракас влк 36
Урал г 144, 147—152, 155, 162, 165, 181,
209, 214, 223, 226, 228, 234, 240, 244—
246, 253, 261, 263, 269, 270, 285
Урикско-Ийский грабен 259
Уруп река 150
уруштенский к 233
Усами влк 34, 36
Уфалейский ант 261, 266, 278, 285
Уэйрери ар 207
Уэкс 146, 149, 279

Ф

Фарелонс ф 151
Фареры о-ва 301, 316, 317
Фаррингтон ар 234
федоровская св 269, 270
Фен м 321
Фергана обл 149
Фергюссон о 30
Феррен ар 151, 157, 233
Фиджи о-ва 12, 30, 36, 41, 48, 50, 58, 109,
113, 114
Филиппинская пл 78
Филиппины о-ва 30, 34, 36, 51, 58
Фискеннесот к 261, 282
Флинт влк 32
Флорес о-ва 36, 52, 58
Фомич река 299
Фонуалей влк, о 32, 36, 65, 109
Францискан сер 147, 209, 261
Французские Альпы г 147
Фудзияма влк 34, 36, 63

Х

Хааст гр 259, 269, 278
Хабаринский м 214
Хадатинско-Войкаро-Салатимский пояс 208
хайалахская св 299
Хаконе влк 34, 36, 63
Халиловский м 214
Хальмахера о 58
Хамар-Дабан хр 259, 279
Ханака река 154
ханакинский к 233, 244
хангайский к 233
Хансын хр 152, 154, 155
хараелахская св 300
Хартиган влк 41
Хатимантай влк 34
Хатырская з 149

У

Уайт о 32
Уачитская пров 321, 326
удерейская св 259
Уджинское плато 300
Удский пр 149
Узерше ар 286
Узонско-Гейзерный ар 36
Уцтиц влк 32
уймонская св 259, 266, 270, 282
Украинский щ 185—191, 194—196, 208,
227, 261, 270, 278, 283, 287, 300—305,
316, 317
уктурский к 149, 151
Улан хр 149, 152
Улутау хр 269, 279
улутауская св 150
Улутауский пояс 207

Хаутаваара ар 187, 270, 278
хаутаваарская св 260
Хаятине к 208
Хвостова о 41
Хѳг-Ийа ар 233
Хекла-Хуг ф 261, 269, 270
Хелле-Ламмерсдорф ар 234
хетоламбинская св 285
Хидака пояс 150, 208, 260, 269, 278,
285
Хикураги ж 40
Хитокабе к 233
ходжанский к 233
Хоккайдо о 30, 34, 36, 41, 43, 46, 47, 49,
57, 63, 113, 138, 149, 260
Хома м 321
Хонсю о 30, 34, 36, 41, 43, 46, 49, 52, 54,
57, 63, 89, 113, 127, 138, 147, 150, 152,
163, 260, 266, 285, 288
Хоральпе хр 270
хорбосуонский к 295
хорогская св 259
Хошийодзима влк 36, 37
Хуан-де-Фука г. т. хр 305, 306, 313
хунгарийский к 208

Ц

Центральноамериканский ж 39, 40, 78
центральноджунгарский к 233
Центральносалаирский в 146
Центральный Французский м 260, 264,
279, 282, 286
Центральный Чешский м 144, 150, 151,
234
Цесара ар 37

Ч

Чадобецкая пров 321
Чазвета м 321
Чанг влк 41
Чарская з 259
Чарский пояс 207, 262, 266, 269, 278,
283
Челябинский грабен 299
Чертомлыкско-Верховцевская з 278
Чечено-Ингушетия 151
чивчинская т 147, 150, 151
Чизанья м 321
Чикский м 321
Чимборасо влк 34, 119
Чингиз хр 151, 159, 259

Чингиз-Тарбагатайский ант 150, 154, 157,
246, 253, 278
Чиндвара м 299
Читалдург пояс 259, 266, 269, 283
Читор ар 295
Чичibu пояс 147, 152
Чу-Балхашский пояс 207
Чулькызыл-Тюлькуламский пояс 207
Чушино-Лоухская зона 278
чушино-лоухская св 260
чупинская св 269, 282
чхончжинский к 207

Ш

Шабли ар 150, 152
Шава м 321
Шаман хр 154
Шантарские о-ва 144
Шаромский ар 41
шарьжалгайская сер 259
Шаста г 34
Шевелучский ар 34, 37
Шетландские о-ва 208, 227
Шидерты-Экибастузский пояс 207
Шикотан о 148, 152, 208
Ширмек ар 150, 156
шмидтовский к 208
Шобер гр 266, 270, 285
Шорско-Азыргальская з 151, 154
Шпессарт ар 282
Шпицберген о 261, 270, 296
Шпицкоп ар 321
Штормберг ар 316, 317
Штрибна Скалица ар 151
Шусвап к 266
Шушь река 151, 154, 156

Щ

щучинский к 207

Э

Эгмонт ар 36, 40, 58
Эдмонтон 16
Эльба о 150—152, 209
Эльбурс г 51, 144, 149, 151
Эркую ар 147, 155
Эроманга влк 36, 41
Эстер г. т. о 79, 305, 306
Эуа о 36, 65, 109
Эулюмина ар 187

Эфате о 37, 41
Эфиопия 193
Эфиопский рифт 303

Ю

Южно-Калифорнийский м 234, 238
Южно-Канадская пров 321
Южно-Родезийская пров 321, 333
Южно-Сандвичев ж 40, 78
Южно-Тувинский пояс 207, 213, 214
Южные Сандвичевы о-ва 12, 30, 36, 52,
59, 108, 127
Южные Шетландские о-ва 30, 108
Южный о 64, 259, 278
Южный Алтай 259
Юламановская депр, з 299, 300
Юли пояс 260, 269, 278
Ютунхеймен ар 266

Я

Ярагуа т 261
Ябланица ар 149
яблоновая сер 259
Ява о 34, 37, 52, 64, 65, 89, 136
Яванская — моря Банда з. суб 78
Яглеярви ар 272
Якеяма влк 36
Якима ар 300
Якуширанга м 321
яломанский к 233
Яп о 145, 151, 260, 283, 285, 288
Японская з. суб 78
Японские о-ва 34, 41, 48, 49, 57, 63, 65,
71, 134, 137, 144, 150, 162, 208, 223,
233, 245
Японское море 57
Яраба сер 260, 270, 282
Ясур влк 36, 41
Ячате ар 300

ОГЛАВЛЕНИЕ

Часть первая

ВУЛКАНИЗМ СОВРЕМЕННЫХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ. МЕТОДЫ СБОРА, СИСТЕМАТИЗАЦИИ И АНАЛИЗА ЭМПИРИЧЕСКИХ ДАННЫХ	5
Петрохимическая информация	—
Геофизические параметры глубинного строения регионов	7
Сопоставимость геофизических и петрохимических характеристик древних областей	19
Математическая обработка данных	23
ГЛАВА I.	
СОСТАВ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ	29
Объекты изучения	—
Распространенность главных типов пород	30
Химический состав пород	32
ГЛАВА II.	
ДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И СТРУКТУРА ОСТРОВНЫХ ДУГ	38
Рельеф поверхности Земли и границы Мохо	—
Учитываемые параметры (38). Распределение значений морфологических параметров и их взаимосвязи в пределах вулканотектонических структур (43). Скорость распространения продольных сейсмических волн	44
Средняя скорость продольных волн в земной коре (44). Характеристика распространения и поглощения упругих колебаний в мантии (48).	
Сейсмическая активность и геометрия зон Беньофа	50
Обобщенная оценка сейсмической активности (50). Распределение сейсмо-	

генерирующих напряжений по глубине (52). Связь режима напряжений с интенсивностью сейсмичности, распределением фокусов и их максимальной глубиной (56). Геометрия сейсмофокальных поверхностей (57). Соотношение структуры земной коры с режимом сейсмических напряжений (59).

Аномальное гравитационное поле . . .
Гравитационные индикаторы аномальных масс (63). Гравитационные аномалии вулканических цепей и параметры литосферы (66). Плотностная неоднородность глубин и сейсмичность (67).

Термический режим в зонах субдукции
Генерация и распространение тепла при взаимодействии плит (70). Индикация глубинного разогрева (72). Соотношение теплового поля со строением литосферы, распределением глубинных масс и нарушениями гравитационного равновесия (74). Влияние глубинного разогрева на режим сейсмогенерирующих напряжений (76).

Кинематика взаимодействующих литосферных плит
Физические модели движения плит и учитываемые кинематические параметры (78). Взаимодействие плит и режим сейсмогенерирующих напряжений (81). Влияние взаимодействия плит на распределение глубинных масс и их термическое состояние (84).

Вулканическая активность и ее связь с режимом перемещения масс

Пространственно-временные показатели вулканической активности (87). Соотношение вулканической активности с режимом сейсмических напряжений (90). Связь интенсивности и экстенсивности вулканизма с концентрацией глубинных масс (92). Влияние глубинного разогрева на пространственно-временные показатели вулканической активности (93).

ГЛАВА III.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ПРОЦЕССА СУБДУКЦИИ

Линейные связи химизма вулкаников с характеристиками структуры и динамического режима островных дуг

63

70

78

87

98

371

Часть вторая
**МАГМАТИЗМ
 СКЛАДЧАТЫХ
 ОБЛАСТЕЙ**

Главные факторы, определяющие специфику режима субдукции и состава вулканических излияний 110

Количественная оценка вкладов проинтерпретированных факторов в изменчивость исходных характеристик островных дуг 125

ГЛАВА IV.

ПЕТРОГЕНЕЗИС И ИЗОСТАЗИЯ 130

Априори возможные соотношения —

Спектр эмпирических связей 132

ГЛАВА V.

ВУЛКАНИТЫ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН 141

Объекты изучения —

Общая характеристика вулканических комплексов 145

Распространенность главных типов пород (145). Химический состав базальтоидов (147). Химический состав кислых вулканитов (152).

Кора и мантия вулканических ареалов Сейсмические разрезы (158). Распределение глубинных масс (163). Глубинный разогрев и тепловой поток в верхней части литосферы (166). Взаимосвязи физических параметров (68). Эволюционный тренд физического состояния глубин (169).

Формализованная модель аккумуляции масс, тепла и напряжений в зоне субдукции — феноменологическая схема эволюции тектоно-магматического режима 172

Сопряженные вариации состава вулканических комплексов и характеристик глубин как отражение изменчивости динамического режима в налезонах субдукции 174

Линейная корреляция (174). Главные компоненты изменчивости (178).

ГЛАВА VI.

БАЗАЛЬТОИДЫ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЩИТОВ 185

Петрохимическая специализация пород —

Сравнительный анализ глубинного строения докембрийских щитов	189
Соотношение между петрохимическими и геофизическими данными	194
Докембрийские базальты в общей схеме эволюции эвгеосинклинального вулканизма	197
Петрогенетическая схема (197). Формализованное представление (198). Верификация на эмпирическом материале (201).	

ГЛАВА VII.	
АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ 205	
Объекты изучения	—
Химический состав петрографических разновидностей пород	210
Региональные вариации химизма гипербазитов	213
Возрастные вариации состава гипербазитов	215
Петрогенетическая схема (215). Математическая конструкция (217). Эмпирические данные (222).	
Влияние глубинных условий	223
Некоторые аспекты интерпретации сейсмологических и гравиметрических данных	227

ГЛАВА VIII.	
ГАББРО-ГРАНИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ 231	
Объекты изучения	—
Общая характеристика интрузивных комплексов	235
Состав комплексов в целом (235). Химизм габброидов (236). Химизм гранитоидов (240). Фациальная специфика (243).	
Кора и мантия интрузивных ареалов Сейсмические разрезы и физические поля (245). Геофизические следствия процесса гранитизации (248).	245
Состав габбро-гранитовых комплексов и геофизическая характеристика глубин	249

ГЛАВА IX.	
МЕТАБАЗИТЫ (АМФИБОЛИТЫ) 257	
Объекты изучения	—
Минералого-петрографическая изменчивость метабазитов в пространственно-временных координатах	262
	373

Часть третья
МАГМАТИЗМ
ПЛАТФОРМ

Метабазиты в породных ассоциациях (262). Распространенность характерных минералов и термодинамические условия метаморфизма (264).

Химический состав метабазитов 266

Кора и мантия ареалов регионального метаморфизма 271

Сейсмические разрезы и физические поля (271). Влияние метаморфизма на структуру связей геофизических характеристик (273). Минералогическая и геофизическая индикация термических условий (275).

Фациальные особенности метабазитов и геофизические характеристики глубин как следствие динамического режима в зонах конвергенции литосферных плит 279

ГЛАВА X.

ТРАППЫ 293

Объекты изучения —

Общая характеристика химизма пород Главные направления изучения петрохимии траппов (293). Эмпирические распределения петрогенных компонентов в траппах (297).

Кора и мантия трапповых провинций 301

Геофизическая характеристика литосферы (301). Глубинные массы и глубинный разогрев (304). Соотношение между скоростью спрединга в современных зонах дивергенции плит и характеристиками глубинных масс и тепла (305). Связи геофизических параметров трапповых провинций (307). Отражение режима формирования базальтов в структуре связей между геофизическими параметрами (308).

Химизм траппов и интенсивность восходящих мантийных течений 314

ГЛАВА XI.

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ
КАРБОНАТИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ 319

Объекты изучения —

Общие замечания о составе щелочно-ультраосновных массивов 321

Кора и мантия щелочно-ультраосновных провинций 326

Сейсмические разрезы (326). Физические поля (327). Соотношение состава магматических ассоциаций с геофизическими характеристиками глубин (330).	
Щелочно-ультраосновные ассоциации в структуре кимберлит-щелочно-ультраосновных мегапровинций	331
Главные черты строения мегапровинций (331). Геофизическая характеристика периферии мегапровинций и ее связь с глубинным распределением масс и тепла в кимберлитовых центрах (333). Состав щелочно-ультраосновных карбонатитовых ассоциаций в зависимости от их положения в мегапровинции (335).	
Щелочно-ультраосновные карбонатитовые ассоциации как индикаторы режима восходящих мантийных течений	336
Условия формирования металлогенической специализации щелочно-ультраосновного карбонатитового магматизма	340
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	343
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	348
УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ	357

ИБ № 2635

Ильтезар Ильич Абрамович,
Игорь Геннадьевич Клушин

ПЕТРОХИМИЯ
И ГЛУБИННОЕ
СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева. Оформление художника В. Т. Левченко. Техн. редактор Н. П. Ста-ростина. Корректоры Н. Д. Баримова, М. И. Витис.

Сдано в набор 22.02.78. Подписано в печать 06.09.78. М-32367. Формат 70 × 90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Гарнитура обыкновенная новая. Печать высокая. Печ. л. 23¹/₂. Усл. л. 27,50. Уч.-изд. л. 29,23. Тираж 2500 экз. Заказ № 828/367. Цена 4 р. 10 к. Издательство «Недра», Ленинградское отделение, 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 196006, Ленинград, Московский пр., 91.

2721

