

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ПОТРЕБНОСТИ

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1981

## ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА

№ 3, 1981

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Белоусов В. В.</b> Некоторые вопросы строения и условий развития переходных зон между материками и океанами . . . . .	
<b>Савельев А. А.</b> Структурное положение и тектонический режим становления ультрабазит-габбрового комплекса Главного хребта на Кольском полуострове	24
<b>Гарбар Д. И.</b> Тектоника зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты . . . . .	41
<b>Караулов В. Б.</b> Этапность развития западной части Урало-Монгольского пояса в девонском периоде . . . . .	48
<b>Шван В.</b> Хронология меловых и третичных геотектонических событий в Балканской области . . . . .	67
<b>Балла Золтан.</b> Проблема неогеновых вулканитов и их значение для геодинамических реконструкций в Карпатском регионе . . . . .	79
<b>Бялобжеский С. Г., Григорьев В. Н., Казимиров А. Д., Пейве А. А., Руженцев С. В., Соколов С. Д.</b> Сравнительная петрохимическая характеристика базальтоидов Корякского хребта в связи с тектоническим развитием района . . . . .	94
<b>Жегалова Г. В.</b> Меланж в массивах габбро-норит-кортландитового комплекса Среднего хребта Центральной Камчатки . . . . .	105
<b>Кара В. И.</b> Континентальный склон Феодосийско-Батумского сектора материковой окраины как формационная граница . . . . .	113

## Хроника

Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР (XIII сессия Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Якутск, 22 июля — 8 августа 1980 г.) . . . . .	120
Павловский Е. В. (К 80-летию со дня рождения)	124

## G E O T E C T O N I C S

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1981

## CONTENTS

<b>Belousov V. V.</b> Some problems of structure and conditions of development of transition zones between continents and oceans	
<b>Saveliev A. A.</b> Structural position and tectonic regime of formation of the ultrabasic-gabbro complex of the Main Ridge on the Kola peninsula	24
<b>Garbar D. I.</b> Tectonics of the joint zone of the Baltic shield and Russian plate	41
<b>Karaulov V. B.</b> Development stages of the western part of the Uralian-Mongolian belt in the Devonian period	48
<b>Shvan V.</b> Chronology of Cretaceous and Tertiary geotectonic events in the Balkan area	67
<b>Balla Zoltan.</b> Problem of Neogene volcanites and their significance for geodynamic reconstructions in the Carpathian region	79
<b>Byalobzhesky S. G., Grigoriev V. N., Kazimirov A. D., Peive A. A., Ruzhentsev S. V., Sokolov S. D.</b> Comparative petrochemical characteristics of the Koryak Ridge basalts relative to tectonic development of the region	94
<b>Zhegalova G. V.</b> Melange in massifs of the gabbro-norite-cortlanditic complex of the Median ridge of Central Kamchatka	105
<b>Kara V. I.</b> Continental slope of the Feodosia-Batumi sector of the continental margin as a formational boundary	113

## Chronicles

Present-day tectonic concepts and regional tectonics of the USSR East (XIII Session of the Scientific Council on Tectonics of Siberia and the Far East. Yakutsk, 22 July — 8 August, 1980)	120
To the 80-th Birthday of E. V. Pavlovsky	124

УДК 551.242

БЕЛОУСОВ В. В.

### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ И УСЛОВИЙ РАЗВИТИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН МЕЖДУ МАТЕРИКАМИ И ОКЕАНАМИ

В дополнение к обычно выделяемым двум типам переходных зон выделен третий тип, названный колумбийским. Показано, что характерное для всех переходных зон прогибание земной коры связано с превращением (по геофизическим свойствам) континентальной коры в промежуточную и затем в океаническую. Наиболее вероятным механизмом таких изменений является базификация континентальной коры, ее погружение (глыба за глыбой) в разогретую верхнюю мантию и замещение новой океанической корой. В развитии переходных зон тихоокеанского типа большую роль играют глубинные разломы, достигающие уровня неистощенной мантии, откуда к поверхности поднимаются летучие продукты, необходимые для образования известково-щелочных магм на островных дугах. Зоны Беньофа являются глубинными разломами, наклон которых вторичен и связан с контрастом плотностей в верхней мантии по разные стороны зоны Беньофа. Более плотная мантия подтекает под менее плотную, тогда как явление субдукции в том виде, в котором оно рисуется тектоникой плит, не существует.

Хотя в переходных зонах тихоокеанского типа на островных дугах второго типа происходит наращивание океанической коры вулканогенными слоями андезитового состава, в целом развитие переходных зон идет в сторону расширения океанов за счет континентов.

#### О ТРЕТЬЕМ ТИПЕ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

Помимо различаемых обычно двух типов переходных зон (атлантического, или пассивного, и тихоокеанского, или активного) автор считает возможным выделить третий тип, который он называет колумбийским. Этот тип переходной зоны развит вдоль тихоокеанской окраины Северной Америки, между Калифорнией и Аляской. По особенностям своего строения он является как бы промежуточным. То, что вдоль окраины материка протягиваются молодая складчатая зона и горный хребет, роднит эту зону с окраинами тихоокеанского типа. Родство усиливается в связи с тем, что эта зона лежит на продолжении Южно-Американской и Центральноамериканской окраин, принадлежность которых к тихоокеанскому типу не вызывает сомнений. Но, с другой стороны, на окраине Северной Америки между Калифорнией и Аляской нет ни глубоководного желоба, ни зоны Беньофа, ни той специфической сейсмичности, которая всегда сопутствует активным окраинам. Эти особенности объединяют колумбийскую переходную зону уже с окраинами атлантического типа. Еще больше сходства с последними прибавляет наличие в колумбийской зоне подводных окраинных плато. Например, Калифорнийское окраинное плато вполне сходно с такими типичными для атлантических переходных зон окраинных плато, как плато Блейк или Воринг.

Перечисленные противоречивые особенности строения этой части побережья Тихого океана настолько специфичны, что они, как нам кажется, достаточны для выделения ее в отдельный тип.

## ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ТИПА

Переходные зоны атлантического типа накладываются на край материков, находящийся в состоянии древней или молодой платформы. При этом граница между материком и океаном несогласно срезает до-мезозойские материковые структуры.

Для переходных зон этого типа важнейшей проблемой является проблема устойчивости границы континент — океан, т. е. линии, разделяющей континентальную и океаническую кору. Всегда ли она находилась там, где обнаруживается сейчас? Известно, что по геофизическим данным смена континентальной коры океанической происходит обычно в

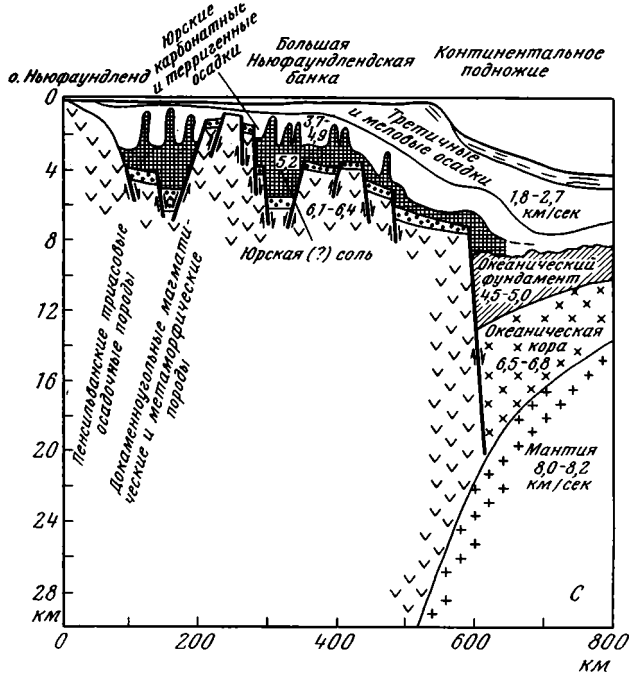


Рис. 1. Схематический разрез Атлантического побережья Северной Америки в районе Большой Ньюфаундлендской Банки. По Р. Шеридану, 1978. Цифры — сейсмические скорости в км/с.

пределах континентального склона, там, где глубина океана достигает 2 или 3 км. Однако толщина континентальной коры при подходе к этой линии не остается одинаковой: она уменьшается. Например, на Атлантической окраине Северной Америки мощность континентальной коры от суши к океану уменьшается с 33 до 16 км. Одновременно в основании коры появляется слой с повышенными сейсмическими скоростями (7,1—7,4 км/с). Эти изменения происходят параллельно со все большим углублением фундамента континентальной коры от прибрежной равнины к внутренней части шельфа и далее — к ее внешней части и континентальному склону. Углубление обычно происходит не постепенно, а ступенями, разделенными вертикальными взрезами (рис. 1).

Геологические данные указывают на то, что такое углубление — результат прогибания земной коры, усиливающегося от континента к океану. Об этом свидетельствует мощность мелководных и частично континентальных отложений, накопленных на шельфе, которая на внешнем крае последнего может превышать 10 км.

Историю переходных зон этого типа можно разделить на три стадии: континентальную, лагунную и морскую. Первая характеризуется обычно рифтовым режимом, когда кора крутыми разломами разделяется на грабены и горсты с накоплением в первых континентальных отложений, сопровождаемых базальтовыми излияниями и внедрением долеритовых даек. Вторая стадия является временем накопления эвапоритов. Во время третьей накапливается основная толща осадков шельфа, несогласно перекрывающих деформированный и метаморфизованный фундамент. В северной части Атлантического океана рифтовая стадия проявляется от перми до средней юры, лагунная стадия приходится на позднюю юру, а условия открытого моря наступают с раннего мела (в барреме или апте). На юге Атлантики рифтогенез проявляется в триасе, юре и в течение большей части раннего мела, эвапориты образуются в апте, а большая морская трансгрессия начинается в позднем мелу [19, 21, 34, 44].

Характерные для переходных зон атлантического типа окраинные подводные плато также представляют собой результат опускания коры. Смена осадков по вертикали указывает на то, что первоначально такие плато составляли часть мелководного шельфа. Например, плато Блейк оставалось мелководным до конца мела и только позже опустилось на глубину 1—2 км [44].

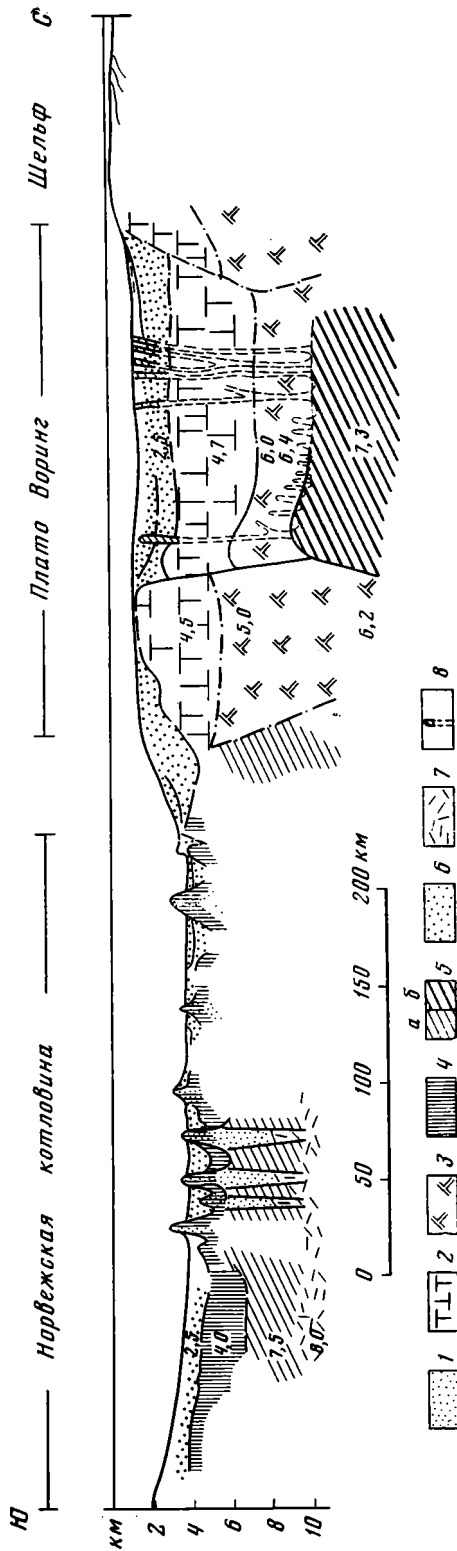


Рис. 2. Разрез земной коры на плато Боринг. По К. Кинцу, 1972.

1 — серпентиниты, 2 — мезозойские отложения, 3 — преимущественно кислые изверженные и метаморфические породы; 4 — базальты второго океанического слоя; 5 — габбро и ультраосновные породы; 6 — триасового океанического слоя, 6 — внедрившиеся в континентальную кору плато Боринг; 6 — кайнозойские осадки, 7 — ультраосновные породы верхней мантии, 8 — дайки основных пород

Интерес представляет то обстоятельство, что в глубинном строении окраинных плато особенно хорошо выделяются слои с повышенными сейсмическими скоростями. Например, на плато Боринг у берегов Норвегии, по сейсмическим данным, на глубине 10 км залегает крупный массив плотных пород (рис. 2). Было высказано предположение, что это внедрившиеся основные и ультраосновные мантийные породы [53]. Естественно предположить, что опускание плато причинно связано с внедрением этих тяжелых пород. По Р. Шеридану [64], дно Багамской котловины, примыкающей к плато Блейк, опустилось с раннего мела на 5 км. На столько же опустилась кора и на плато Блейк, но на нем опускание вплоть до конца мела компенсировалось осадконакоплением. Если бы уже тогда существовал наблюдаемый как под котловиной, так и под плато слой со скоростью 7,2—7,4 км/с, то он залегал бы на глубине менее 7 км, что нарушило бы изостазию. Отсюда можно сделать вывод, что этот слой появился позже, когда происходило опускание.

Не следует ли из всего сказанного, что история переходных зон атлантического типа связана с таким изменением структуры коры, которое состоит в появлении в ее составе аномально-плотных пород, что делает ее по геофизическим параметрам в той или иной мере промежуточной между типичной континентальной и типичной океанической? Тогда логично предположить, что и общее утонение континентальной коры в сторону океана — проявление того же процесса прогрессивной «океанизации» коры по геофизическим показателям.

В этой связи интерес представляет то, что соль, отложившаяся во время лагунной стадии, сейчас обнаруживается не только на шельфе, но и за пределами континентального склона на океанических глубинах, где кора имеет океаническое строение.

Например, в Мексиканском заливе соль залегает на глубине 8 км ниже уровня моря, где глубина последнего достигает 3,5 км и где по геофизическим данным консолидированная часть коры имеет океанический характер [60]. В районе Канарских островов соленосный триас обнаружен под толщей воды в 4,5 км и также на коре океанического строения [65]. Отсюда следует, что во время лагунной стадии мелководье распространялось значительно дальше от берега, чем сейчас. Едва ли можно сомневаться в том, что мелководный бассейн подстилался континентальной корой. Последняя затем была заменена корой океанической, и, таким образом, глубоководная впадина частично образовалась путем захвата бывшего края континента.

За последнее время разгорелась дискуссия о природе зон спокойного магнитного поля, которые повсеместно протягиваются вдоль переходных зон атлантического типа (между ними и поясами линейных магнитных аномалий, сопровождающих склоны срединно-океанического хребта).

Первоначально, в свете спрединговой модели, предполагалось, что эти зоны отвечают тому геологическому времени, когда не было инверсий магнитного поля. В качестве таких спокойных эпох указывались различные отрезки геологического времени от позднего карбона до середины позднего мела. Но если все определяется магнитной геохронологией, то спокойное поле повсеместно должно окаймляться какой-то одной определенной линейной аномалией. Однако это правило не выдерживается. В Северной Атлантике у берегов Америки крайней аномалией оказывается 31-я. У противоположного берега — у плато Боринг — последней является 24-я аномалия (рис. 3), а у берегов Южной Австралии — 21-я аномалия (рис. 4). В связи с этим в литературе высказываются два мнения: или кора спокойных зон всегда была «особой» — не континентальной и не океанической — или же это бывшая континентальная кора, приобретающая каким-то образом геофизические признаки коры океанической [33, 59, 66].

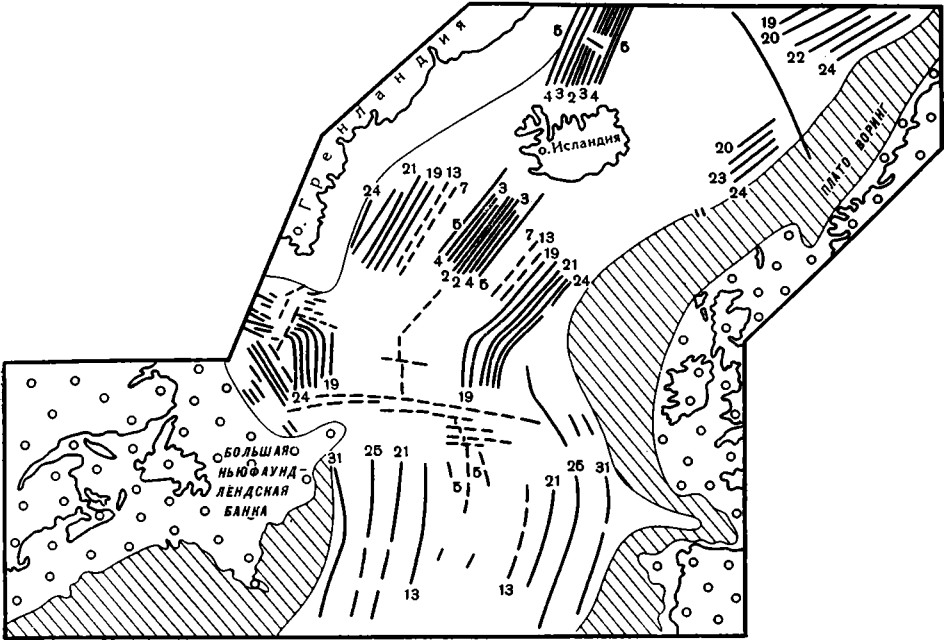


Рис. 3. Полосовые магнитные аномалии Северной Атлантики. По карте У. К. Питмена и др., 1974. Кружки — континентальная кора, наклонная штриховка — зоны спокойного магнитного поля.

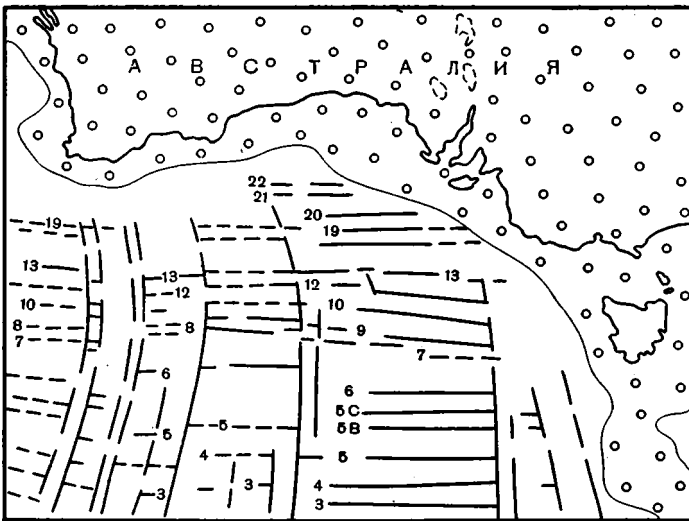


Рис. 4. Полосовые магнитные аномалии к югу от Австралии. По карте У. К. Питмена и др., 1974. Кружки — континентальная кора.

В рамках мобилизма и «тектоники плит» обычно считается, что преобразование континентальной коры на атлантических окраинах связано с ее растяжением, которое в верхних слоях происходит по «листрическим» сбросам, а глубже — пластическим путем. Между тем реальные геологические данные указывают не на листрические сбросы, а преимущественно вертикальные взрезы (см. рис. 1). Последние противоречат



идею значительного растяжения коры. Врезы являются глубинными. По крайней мере некоторые из них проникают в верхнюю мантию, что заставляет сомневаться в пластичном растяжении и глубоких слоев коры.

Нельзя пройти и мимо аналогий с некоторыми внутренними морями и даже внутриконтинентальными структурами. Утонение континентальной коры и постепенный переход ее в кору «базальтовую» наблюдаются, например, в южной котловине Каспийского моря и в Черном море [1, 15]. Между тем на месте этих бассейнов в недавнем геологическом прошлом находились поднятые массивы суши, которые должны были повсеместно иметь континентальную кору.

Из внутриконтинентальных структур сошлемся на Прикаспийскую депрессию [17, 30]. В рифее на месте этой депрессии были континентальные условия и существовала, несомненно, континентальная кора. В дальнейшем, в процессе прогибания, здесь было накоплено свыше 20 км осадков. Под ними континентальная кора, которая на внешнем контуре депрессии имеет мощность 40 км, по направлению к центру депрессии постепенно уменьшается в мощности до 30—26 км и одновременно меняется ее состав: в ней все больше преобладают породы с «базальтовыми» сейсмическими скоростями. В наиболее погруженной части депрессии консолидированная кора, подстилающая осадки, имеет мощность 6—9 км и целиком состоит из «базальтового» (гранулит-базитового?) материала, а гранито-гнейсовый слой отсутствует. Это строение коры должно рассматриваться как вторичное, и его связь с прогибанием коры несомненна. Но в этом случае, как и предыдущем, просто нет места для сколько-нибудь значительного растяжения коры, которое могло бы привести к тому, чтобы среди континентальных массивов «открылось» базальтовое океаническое дно: окружающие структуры этому препятствуют. Гораздо более вероятным нам кажется предположение, что преобразование в сторону ее океанизации, по геофизическим показателям, происходит с минимальным ее растяжением, на месте. Возможный механизм такого преобразования будет рассмотрен дальше.

### ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА

Мезозойские и кайнозойские подвижные пояса, вдоль которых протягиваются переходные зоны тихоокеанского типа, испытали длительное полициклическое ортогеосинклинальное развитие и сейчас находятся в орогенном режиме. Переходная зона накладывается на подвижные пояса, что коренным образом отличает их от переходных зон атлантического типа, которые накладываются на платформу.

Полный «набор» современных структур тихоокеанских переходных зон включает глубоководный желоб, островную дугу и окраинное море. Этот перечень условный: не все полосы островов дугообразны, а Анды, принадлежащие к переходной зоне этого типа, — не островная дуга, а наземный хребет, за которым нет окраинного моря.

Выделяются островные дуги I и II типов [9]. Островные дуги I типа (Япония, Филиппины, Новая Гвинея и т. п.) пережили полициклическое ортогеосинклинальное развитие и имеют нормальную континентальную кору. С неогена они вступили в орогенный режим с преобладанием поднятий, глыбовых дислокаций, с сейсмичностью, наземным вулканизмом андезит-базальтового и андезитового состава.

Дуги II типа, как правило, не имеют обнаруженного фундамента, указывающего на полициклическое ортогеосинклинальное развитие. Большой частью они расположены сейчас на океанической коре, которая, однако, толще коры открытого океана. Частично они подстилаются и континентальной корой, как, например, северный и южный концы Курильской дуги.

История дуг II типа известна преимущественно с позднего мела [35, 36, 39, 40]. Начинается она с прогибания земной коры, сопровождаемого сильным магматизмом, что указывает на большую активность разломов. Вначале преобладают толеитовые магмы, но потом к ним присоединяются известково-щелочные. С миоцена или позже развиваются поднятие и сильный наземный андезит-базальтовый и андезитовый вулканизм [41, 42]. Дуги II типа лишены проявлений складчатости общего смятия: все дислокации имеют глыбовый характер и связаны с вертикальными взрезами. Склоны глубоководных желобов также ступенчаты, и только местами на них наблюдаются более сложные деформации, имеющие, по-видимому, гравитационную природу. Дуги II типа лишены также проявления регионального метаморфизма и гранитного анатексиса.

Окраинные моря расположены частично на континентальной, но большей частью на океанической коре. Судя по данным глубоководного бурения, моря имеют разный возраст [35, 49, 52, 55, 56, 61]. Наиболее древнее море — Карибское: на океанической коре в его котловинах залегают туронские отложения. Тасманово море образовалось на рубеже мела и палеоцена. Другие моря имеют более молодую кору от эоценовой до плиоценовой. Как видно из рис. 5, там, где между континентом и открытым океаном расположено несколько окраинных морей, более молодые моря находятся дальше от континента.

Существует стремление видеть в островных дугах современную геосинклиналь. Но их теперешнее состояние это не геосинклинальный, а орогенный режим, вполне аналогичный внутриконтинентальным его проявлениям. Что касается предыдущего состояния, то, как указывалось, островные дуги I типа пережили полициклическое ортогеосинклинальное развитие со всеми его проявлениями, не отличающееся от развития геосинклиналей внутри материков. В дугах же II типа отсутствие складчатости общего смятия, регионального метаморфизма и гранитизации не позволяет видеть продукт ортогеосинклинального режима. Нам кажется, что зоны сходного развития на континентах это те, которые были отнесены автором к разряду «парагеосинклиналей с проявлением вулканизма» [8]. И там и здесь в истории развития структур очень большую роль играют разломы — это «приразломные» парагеосинклинали.

Глубоководные желоба, судя по возрасту осадков и их малой мощности, очень молоды. Они образовались не раньше миоцена — в орогенную эпоху, одновременно с поднятием островных дуг, и являются по отношению к последним передовыми прогибами. Ступенчатое строение их склонов отражает ту же глыбовую тектонику, которая характерна в орогенную стадию для всех островных дуг.

Окраинные моря представляют собой особые образования. Время формирования их прямо не связано со стадиями развития островных дуг: большинство морей образовалось до того, как поднялись дуги II типа и приобрели современный облик дуги I типа, другие моря образовались одновременно с поднятием дуг, третьи — позже их поднятия.

В окраинных морях, расположенных на континентальной коре, наблюдается, как и в переходных зонах атлантического типа, уменьшение толщины коры с возрастанием глубины моря. Континентальная кора выклинивается и сменяется океанической на глубине моря от 2 до 3 км. При этом есть много указаний на то, что история всех окраинных морей, расположенных как на континентальной, так и океанической коре, состоит в общем в опускании коры. Там, где в морях на континентальной коре буровые скважины или драга достигли фундамента, поверхность последнего оказывается размытой и осадки начинаются с мелководных или даже континентальных. Так обстоит дело, например, на Квинслендском, Ново-Зеландском, Фальклендском плато, на поднятии Ямамото

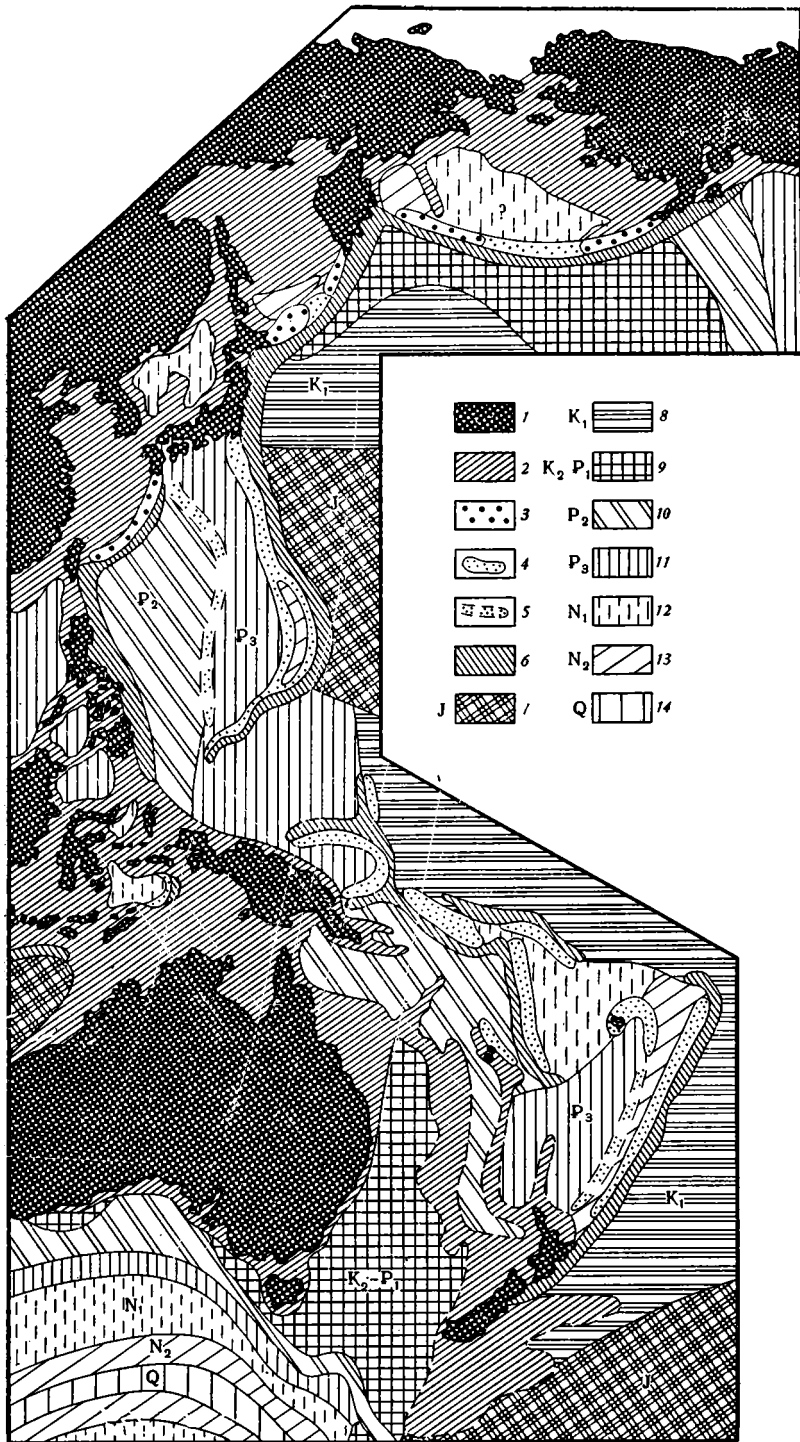


Рис. 5. Схема строения переходной зоны на западе Тихого океана. Сост. В. В. Белоусов  
 1 — континенты и островные дуги I типа; 2 — окраинные моря на континентальной коре; 3 — островные дуги II типа на континентальной коре; 4 — островные дуги II типа на океанической коре; 5 — подводные хребты в окраинных морях; 6 — глубоководные желоба; 7—14 — океан и окраинные моря на океанической коре разного возраста: 7 — юрского, 8 — раннемелового, 9 — позднемелового и палеоценового, 10 — эоценового, 11 — олигоценного, 12 — миоценового, 13 — плиоценового, 14 — четвертичного

в Японском море. Смена осадков в окраинных морях на океанической коре указывает на постепенное углубление, а осадки на подводных поднятиях в таких морях во многих случаях свидетельствуют о том, что эти поднятия первоначально находились выше уровня моря. Такова, например, история подводного хребта Кюсю-Палау в Филиппинском море.

Таким образом, и здесь, подобно тому как это было высказано нами по отношению к переходным зонам атлантического типа, можно предположить, что утонение континентальной коры и переход ее в океаническую исторически связаны с ее прогибанием: кора при этом, по геофизическим показателям, постепенно преобразуется из типичной континентальной через промежуточную в типичную океаническую. В пользу такого предположения говорят и иные структурные и палеогеографические свидетельства. Из структурных признаков укажем срезание океанической корой континентальных структур островных дуг I типа, как это особенно ярко видно вдоль южного берега о. Хоккайдо. Из палеогеографических данных сошлемся на миоценовые конгломераты на Больших Курильских островах с гальками гнейсов и гранитов, которые должны были быть принесены со стороны Южно-Охотской котловины, имеющей сейчас океаническую кору [36]. Такие же конгломераты известны на Алеутских островах, где они свидетельствуют о былом нахождении по соседству суши с континентальной корой [50]. Источник палеогеновых обломочных отложений на п-ове Кии в Японии располагается на месте Филиппинского моря [67]. Грубость францискских отложений в Южной Калифорнии растет в сторону океана, где должен был находиться их источник, средний минералогический состав которого, судя по составу песчаников указанной формации, должен быть близким к гранодиоритам [10].

Современные представления в рамках «тектоники плит» также приписывают окраинным морям вторичное происхождение, но связывают его с «рассеянным спредингом», сопровождаемым образованием новой океанической коры [20].

Следовало бы проверить вероятность такого происхождения окраинных морей путем реконструкции той ситуации, которая должна была существовать до начала спрединга. Странно, что такие проверки отсутствуют. Между тем если ранее окраинные моря не существовали, а затем образовались путем спрединга, то материал всех островных дуг Тихого океана должен был быть первоначально сконцентрирован около Азиатского и Австралийского континентов, причем полоса этого материала неминуемо должна была быть чрезвычайно извилистой в соответствии с извилистостью края континентальной коры. Как же из этой извилистой полосы путем «рассеянного» спрединга получились столь правильные дуги, а в некоторых случаях — столь прямые линии островов? Например, прямолинейный архипелаг островов Тонга и Кермадек должен был получиться в результате суммарного и разновременного спрединга в морях Тасмановом, Южно-Фиджийском и Лау. Можно ли считать такой процесс вероятным? К тому же возникает еще вопрос о том, какой материал перемещался. Ведь в большинстве случаев окраинные моря возникали до того, как поднялись островные дуги II типа. Срединг должен был происходить, когда на месте будущих островных дуг II типа еще были прогибы земной коры. Должны ли мы думать, что передвигались именно прогибы, из которых уже на новом месте поднялись островные дуги? Не следует ли из всего этого, что окраинные моря образовались путем не спрединга, а процесса океанизации.

Существенной особенностью строения окраинных зон тихоокеанского типа являются сейсмофокальные зоны Беньофа. Тектоника плит связывает их формирование с субдукцией океанической литосферы. Несомненно, что глубинные разломы, образующие зоны Беньофа, имеют тесную связь с глубоководными желобами, вернее, с зоной их контрастно-

го сочленения с поднимающейся островной дугой. Отсюда и время их образования, видимо, то же, что и возраст этого сочленения, т. е. неотектоническая орогенная эпоха. Что же касается субдукции, то все, что в последнее время становится известно о строении глубоководных желобов из геофизических и особенно буровых данных, красноречиво свидетельствует против существования в природе процесса субдукции [11, 28, 29, 54, 63].

В качестве таких данных отметим спокойное залегание осадков на дне глубоководных желобов; причленение горизонтальных слоев осадков к внутреннему склону желоба без каких-либо деформаций; повсеместные признаки растяжения на склонах желоба при полном отсутствии деформаций сжатия, за исключением тех, которые легко объяснимы гравитационным оползанием рыхлых осадков. Особенное значение имеет тот факт, что внутренний склон желобов сложен во всех известных случаях не океаническими осадками, «прилепленными» в процессе субдукции, а осадками, имеющими свой источник на прилегающей островной дуге. Отметим также переход по простиранию глубоководных желобов в передовые прогибы на континентальной коре. Такой переход наблюдается на простирании Зондского желоба в обе стороны — в Бирме и близ о. Тимор; он существует также на простирании желоба Тонга — Кермадек у берегов Новой Зеландии, где этот желоб переходит в прогиб Хикуранга на континентальной коре. Желоб Пуэрто-Рико в Венесуэле непосредственно сообщается с континентальным передовым прогибом Ориноко.

Тектоника плит связывает с субдукцией океанической литосферы образование известково-щелочного магматизма. Однако схема этого процесса, в свое время предложенная Т. Грином и А. Рингвудом [16], слишком сложна, многоступенчата и во многих своих частях ненадежна. Это отмечалось неоднократно [14, 41, 69 и др.]. Наиболее определенно высказался недавно Р. Аркулос [45], который заявил, что субдукция, видимо, не имеет никакого отношения к образованию известково-щелочных магм, формирование которых, вероятно, связано с наличием в зоне островных дуг неистощенной мантии. Плавление последней в присутствии воды на небольшой глубине должно приводить к образованию андезитов и андезито-базальтов. Главнейшими обстоятельствами, опровергающими схему Т. Грина и А. Рингвуда, являются: невозможность проникновения воды на глубины свыше 100 км и термический режим. Предположение, что мантия нагревается под влиянием трения на поверхности опускающегося языка литосферы, физически не обосновано: напротив, опускающаяся холодная литосфера должна охлаждать окружающую мантию [3].

Вопрос о происхождении известково-щелочной магмы сейчас приобретает новый аспект в свете новейших данных о распределении в мантии истощенного и неистощенного слоев. На дне морей и океанов господствуют толеитовые базальты. Они бедны летучими и щелочами, и это их качество, по-видимому, указывает на то, что они были выплавлены из уже истощенного слоя мантии, лишенного многих легких и подвижных компонентов [23, 43]. Было показано, что для глубин в 60 км и более плотность истощенного материала мантии меньше, чем материала неистощенного [37, 57]. Это парадоксальное на первый взгляд положение создается в связи с тем, что при выплавлении базальтов на указанных глубинах из исходного материала удаляется такой тяжелый минерал, как гранат. Поэтому слой истощенной мантии держится сверху, тогда как неистощенная мантия находится глубже. Предполагается, что граница между этими слоями лежит на глубине около 200 км. Вероятнее предположить, однако, что она очень неровная. Как бы то ни было при наличии глубинных разломов, проникающих на глубину в несколько сот километров, на поверхность могут быть извлечены из неистощенно-

го слоя мантии летучие, щелочи, радиоактивные и легкие редкоземельные элементы. Именно с глубоким неистощенным слоем мантии следует связывать струи щелочных базальтов, поднимающиеся в некоторых областях океанов. Тот же неистощенный слой, как нам кажется, является первоисточником и известково-щелочных магм островных дуг. По глубинным разломам, широко распространенным в переходных зонах тихоокеанского типа, среди других продуктов из неистощенного слоя поднимается водород, играющий важную роль в составе глубоких недр. Ближе к поверхности в результате его окисления образуется вода. Как показывают экспериментальные данные, при давлении 15—25 кб и температуре около 1200°С в присутствии большого количества воды из ультраосновных пород мантии выплавляется андезит [27]. Вопрос о том, почему глубинные разломы на тихоокеанских окраинах наклонны и имеют характер сейсмофокальных зон Бенъофа, будет рассмотрен ниже.

### ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА КОЛУМБИЙСКОГО ТИПА

Основные особенности этой зоны были указаны выше. Прибавим к этому, что океаническое дно в этой зоне погружается с удалением от континента чрезвычайно медленно, так что изобата 5 км достигается на расстоянии около 2000 км от берега. В отличие от других переходных зон шельф здесь не опускается, а поднимается: судя по бентосным фораминиферам, с позднего миоцена у берегов штата Орегон произошло обмеление шельфа на 1 км [22, 51].

Необычно и полно загадок строение континентальной части этой переходной зоны. Трудно согласиться с Т. Эгуотер [46] в том, что эти загадки могут быть решены путем «аккуратной работы с бумагой и ножницами» по правилам «тектоники плит». Сюда относится, например такая проблема, как история и амплитуда разлома Сан-Андреас, или происхождение Поперечного хребта,—этой уникальной структуры, пересекающей почти под прямым углом складчатую зону Берегового хребта. Проблемой является Большой Бассейн, представляющий собой типичный рифт, но расположенный на необычном для рифта месте: не на платформе, а внутри молодой складчатой зоны. Траппы Колумбийского плато также распространены в складчатой зоне, а не на платформе. Проблему составляют андезиты Каскадных гор. Немало вопросов таится и в происхождении францискской формации.

Мы еще вернемся к этим вопросам и на часть из них попытаемся дать ответ.

### УСЛОВИЯ ОКЕАНИЗАЦИИ

Из предыдущего было видно, что в развитии переходных зон атлантического и тихоокеанского типов автор придает большое значение преобразованию континентальной коры в океаническую.

Отметим прежде всего, что вопрос об океанизации континентальной коры далеко не нов. Одним из первых идею океанизации высказал А. Д. Архангельский [5]. В качестве механизма океанизации он указывал базификацию коры при внедрении в нее и излияния поверх нее тяжелой основной магмы.

После этого высказывались разные точки зрения на природу процесса океанизации. Кроме представлений А. Д. Архангельского заслуживает рассмотрения идея, согласно которой ведущую роль в этом процессе играет эклогитизация [3, 47, 61]. Автор ранее допускал возможность обоих процессов: и базификации и эклогитизации [6].

Однако существуют данные, которые механизм эклогитизации делают весьма сомнительным. Имеется явное противоречие между необходимой скоростью реакции и термодинамическими условиями в коре. Кинетика эклогитизации была исследована К. Ито и Дж. Кеннеди [18], а

также С. В. Соболевым [38]. Исходя из возраста окраинных морей на западе Тихого океана, необходимо, чтобы скорость реакции была порядка  $10^6$ — $10^7$  лет. Из указанных исследований видно, что такая скорость может быть достигнута при температуре не ниже  $800^\circ$ . Но при этой температуре для реакции требуется давление не менее 20 кб, которое в континентальной коре не может быть достигнуто. При давлении же в 10 кб, которое возможно в нижних слоях континентальной коры, температура реакции снижается до  $500^\circ$ , что удлинит реакцию до неприемлемой величины в  $10^9$  лет. Известно, что в окраинных морях Тихого океана тепловой поток повышен против нормального. Это свидетельствует о повышенных температурах в коре, которые «работают» против эклогитизации. Такое же противоречие характерно и для Средиземного моря, к которому представление об эклогитизации в последнее время особенно настойчиво прилагается [4]. В Средиземном море также наблюдаются повышенные тепловые потоки.

Поэтому основным механизмом океанизации все же, по-видимому, является базификация. Вспомогательную роль играют метаморфические процессы, которые расширяют в глубине коры зону гранулитовой фации метаморфизма, тем самым повышая плотность коры.

В основе процесса базификации лежит внедрение в кору и вытекание на поверхность основных и ультраосновных мантийных пород. Мы хотели бы особенно подчеркнуть, что в последнее время появились данные, указывающие на значительно большую роль в строении континентальной коры ультраосновных интрузий, чем это предполагалось ранее [12]. Проникая в кору по вертикальным разломам, эти основные и ультраосновные магмы затем распространяются на широких площадях в форме силлов. При этом между вертикальными и горизонтальными интрузиями изолируются глыбы коры, оказавшиеся полностью окруженными горячей магмой. Они прогреваются и подвергаются особенно сильному метаморфизму с потерей воды и увеличением плотности.

Очевидно, что такой процесс может происходить только в том случае, если верхние слои мантии подвергаются плавлению. Температура в них должна подняться до  $1300$ — $1400^\circ$  С. При этом плотность соответственно уменьшается. Например, для аналогичной обстановки под осью срединно-океанического хребта было рассчитано, что разогретая, частично расплавленная мантия на глубине 20 км имеет плотность  $3,05$  г/см<sup>3</sup> [48]. Поэтому естественно, что там, где базификация происходила геологически недавно и может быть продолжается и сейчас,— в молодых окраинных морях Тихого океана, в Средиземном море — тепловые потоки повышены и, по сейсмическим данным, верхние слои разуплотнены, характеризуясь пониженными сейсмическими скоростями. Однако в наиболее древнем окраинном море — Карибском, а также на окраинах атлантического типа, где, как можно полагать, процесс прекратился давно и мантия остыла, тепловые потоки имеют нормальную величину и сейсмические скорости в кровле мантии также нормальные.

Понижение плотности верхних слоев мантии при увеличении плотности коры после застытия внедрившихся в нее и вылившихся поверх нее мантийных пород может привести к инверсии плотностей на границе между корой и мантией. Этот пункт центральный в данной концепции. При этом нет необходимости, чтобы средняя плотность всей коры сразу стала больше плотности разогретых верхних слоев мантии: достаточно, чтобы плотность, равная, скажем,  $3,1$  г/см<sup>3</sup>, возникла в подошве коры, в отдельных изолированных внедрениях магмы глыбах. Такие глыбы начнут откалываться и тонуть в мантии, а их место займет поднимающийся мантийный материал. И весь процесс будет постепенно продвигаться снизу вверх по коре. В подтверждение такой возможности сошлемся на расчеты, выполненные Д. Таркоттом, У. Максби и У. Окендоном, показавшие, что вещество разогретого мантийного материала

при наличии открытых вертикальных каналов способно подняться вплоть до самых верхних горизонтов континентальной коры: до глубины 3,25 км под уровнем гидрогеоида [68].

Подчеркнем, что по нашей схеме новая океаническая кора возникает не путем базификации континентальной коры на месте, а в результате замещения ее продуктами мантийных выплавок, тогда как утяжеленные глыбы коры, постепенно откалывающиеся от подошвы коры, погружаются в мантию. Этот процесс сопровождается выделением воды.

Когда утяжеленные глыбы коры погрузятся в мантию на глубину свыше 60 км, они могут подвергнуться экологитизации, что будет содействовать более скорому их дальнейшему погружению. Они «провалятся» на дно астеносферы и образуют там тяжелый слой.

Подтверждение этой концепции можно видеть в некоторых результатах гравиметрических исследований. М. Е. Артемьев [2] показал, что региональные положительные аномалии, свойственные переходным зонам тихоокеанского типа, вызваны тяжелыми массивами, находящимися на глубине нескольких сотен километров. Этот тяжелый слой может быть образован скоплением уплотненных глыб континентальной коры, подвергшейся базификации. Аналогичные тяжелые массивы имеются под западной частью Средиземного моря и под Эгейским морем.

Существуют некоторые обстоятельства, дополнительно способствующие процессу базификации. Например, низкая вязкость базальтовой магмы, позволяющая ей легко растекаться и по поверхности и между слоями внутри коры. Способствуют также предыдущее поднятие и региональная, охватившая широкую площадь эрозия, уничтожившая значительную часть наиболее кислых и легких верхних слоев коры. Это условие выполняется на платформах и срединных массивах. К тому же, по сейсмическим данным, платформы отличаются от орогенических зон большей относительной ролью плотного гранулитобазитового слоя в разрезе коры. Следовательно, кора платформ и срединных массивов благоприятна для базификации. Платформы и срединные массивы особенно податливы базификации еще в связи с тем, что в этих структурных областях глубинные разломы залечены, а вещество мантии, как можно предполагать, истощено, т. е. лишено летучих элементов, и поэтому способно прогреваться равномерно и спокойно на широких площадях, без взрывов, без возникновения больших неоднородностей, без преждевременного выброса тепла на поверхность. Тепло сохраняется в глубине и идет на преобразование коры.

### ГЛУБИННЫЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН

В заключение рассмотрим, как высказанные соображения могут быть применены к переходным зонам разных типов.

В истории переходных зон атлантического типа в качестве начальной выделяется стадия рифтогенеза. Известно, что рифтогенез связан с разогревом верхней мантии. Очевидно, и в этих зонах в ту начальную стадию и температуры, и тепловой поток были повышенными. С тех пор произошло остывание и тепловой поток стал нормальным. Мы не рассматриваем здесь историю океанов в целом, и поэтому было бы нецелесообразно повторять аргументы, касающиеся отношения автора к идеям мобилизма. Эти аргументы достаточно полно изложены в других работах [6, 7].

Полагая, что при образовании Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов не было раздвижения континентов, мы вынуждены предположить, что рифтогенез охватывал первоначально всю площадь указанных океанов. Тогда под всей площадью каждого из океанов существовала линза разогретой мантии. Рифтогенез подготовил условия для проникновения этого разогретого мантийного материала в



кору и, следовательно, для базификации последней. Судя по геологической обстановке, окружающей перечисленные океаны, рифтогенез, а затем базификация развились на месте предшествующих режимов платформенного и срединных массивов.

Линза разогретого материала мантии в дальнейшем постепенно остывала. Под Атлантическим океаном ее остывание началось с краев. От краев к оси океана затухала вулканическая деятельность, сменяясь нормальным отложением осадков. Поэтому возраст консолидированной океанической коры и осадков на ней становился все более молодым по направлению к оси океана, где срединный хребет с его рифтом на поверхности, современным вулканизмом и линзой разогретого материала под корой представляет собой реликт состояния, ранее распространявшегося на весь океан. Постепенное выклинивание континентальной коры на атлантических окраинах соответствует прерванной в незавершенном виде базификации. Океанические котловины уже полностью базифицированы, а в срединных хребтах базификация остатков континентальной коры, возможно, еще продолжается.

Гораздо сложнее обстоят дела в переходных зонах **тихоокеанского типа**. Эта сложность создается большой раздробленностью этих зон. Базификация, такая же, какая происходит в окраинных зонах атлантического типа, проявляется в окраинных морях. Автор полагает, что на их месте ранее была континентальная кора. Тектонически это были срединные массивы внутри мезозойско-кайнозойской геосинклинали. Только что указывалось, что срединные массивы наряду с платформами являются структурами, благоприятными для базификации. Срединные массивы окаймлялись подвижными зонами, которые частично (на всех дугах I типа и на некоторых отрезках дуг II типа) представляли собой ортогеосинклинали, но большая часть дуг II типа — это зоны разломов, развивавшиеся как «приразломные парагеосинклинали» с образованием в них типичных островных дуг II типа. Уже давно Ю. М. Пушаровским [31] было показано, что внутриконтинентальным геосинклиналям там, где происходит их затухание по простирацию, свойственно переходить в зоны глубинных разломов. Ортогеосинклинали и зоны глубинных разломов благодаря притоку глубинного материала и большей толщине коры представляли препятствие для базификации и подверглись ей лишь частично, претерпев в той или иной степени обрушение с краев. Выше указано, что образование известково-щелочных магм на островных дугах мы связываем с подтоком вещества из глубокого слоя неистощенной мантии по глубинным разломам, которыми являются зоны Беньофа. Особенно сильный подток приурочен к последнему — орогенному этапу, возможно, потому, что этот неотектонический этап повсеместно характеризуется возбуждением активности земных недр.

Почему зоны Беньофа наклонны? Можно думать, что этот наклон вторичен и связан с разной плотностью верхней мантии по обе стороны разлома. Первоначально эти разломы, по всей вероятности, были вертикальными. На это указывает глыбовый характер дислокаций на островных дугах II типа в течение всего их развития и на островных дугах I типа на орогенной стадии. Зоны Беньофа всегда совпадают с температурным контрастом, отраженным в контрасте тепловых потоков. По одну сторону (под окраинным морем) тепловой поток выше, чем по другую (т. е. в глубоководном желобе и за ним). Очевидно, что более высокий тепловой поток связан с менее плотной верхней мантией и наоборот. Если вязкость верхней мантии такова, что ее материал может течь с достаточной скоростью под влиянием этих разностей плотностей, то более плотная мантия должна подтекать под менее плотную и соответственно менее плотная мантия должна натекать на более плотную. Поэтому наклон зоны Беньофа всегда направлен в сторону более разогретой мантии. Этот механизм позволяет понять и обратный наклон зоны

Беньофа у островов Соломоновых и Ново-Гебридских, поскольку мантия более молодой Северо-Фиджийской котловины, лежащей к северу от этих островов и образовавшейся в миоцене, должна еще сохранять более высокую температуру и иметь меньшую плотность, чем мантия расположенного южнее Кораллового моря, образовавшегося в эоцене. Эта причина наклонного положения зоны Беньофа уже была предположена А. Г. Гайнановым [13] и П. М. Сычевым [39].

В свое время Е. Н. Люстих [26] писал о значении наклона отводящих каналов для дифференциации мантии. Именно наклонное положение каналов должно особенно способствовать дифференциации в подстилающих породах. В данном случае речь должна идти о процессе выщелачивания прилегающих снизу к зоне Беньофа пород поднимающимися по этой зоне водородом и другими летучими [25]. Так можно объяснить слои повышенных сейсмических скоростей и высокого коэффициента сейсмической добротности, сопровождающий снизу зону Беньофа.

Хотя субдукции океанической литосферы не происходит, однако при подтекании более плотной мантии под менее плотную в пределах некоторой зоны происходит общее оседание более плотной мантии и общее надвигание менее плотной. Эти относительные смещения создают сейсмический режим зоны Беньофа. Они же повели к образованию глубоководного желоба там, где смыкаются различно нагретые тектоносферы. Почти полное отсутствие наклонных зон Беньофа на континентах может быть объяснено большой вязкостью мантии под платформами, препятствующей подтеканию этой мантии под мантию соседней складчатой зоны. Но там, где мантия нагрета сильнее, наклонные зоны все же образуются и на материках. Например, наклонный глубокий сейсмогенный разлом между Памиром и Тянь-Шанем образовался, потому что мантия под последним была в достаточной мере нагрета и вязкость ее была снижена.

В островных дугах II типа нет регионального метаморфизма и гранитного анатексиса, нет и складчатости. Дислокации имеют только глыбовый характер. Эти особенности развития следует связать с чрезвычайно большой сосредоточенной и сквозной проницаемостью коры, благодаря которой глубинные потоки летучих, щелочей, а также и магмы легко проходят сквозь кору и в значительной степени вырываются на поверхность: какого-либо глубокого физико-химического взаимодействия с окружающими породами коры при этом не происходит. Между тем для регионального метаморфизма, гранитизации, образования глубинных диапиров, лежащих в основе складчатости общего смятия, как раз необходимо тесное физико-химическое взаимодействие глубинных продуктов с корой. Это возможно только в обстановке рассеянной и замкнутой проницаемости коры. Такая обстановка возникает на определенной (инверсионной) стадии развития ортогеосинклиналей, но не в парагеосинклиналях, которыми были дуги II типа, и не при орогенном режиме на дугах обоих типов.

В этом отношении имеется сходство между дугами II типа и средним отрезком Анд. В течение всего мезозойско-кайнозойского цикла развития Чилийско-Перуанские Анды представляли собой арену сильнейшего известково-щелочного магматизма при полном отсутствии регионального метаморфизма, гранитизации и складчатости общего смятия; все дислокации в этой части Анд имеют глыбовый характер [24, 32]. Именно повышенная проницаемость, сосредоточенная вдоль глубинных разломов, определяла особый характер развития этой зоны. А взаимоотношение средней части Анд с ортогеосинклиналями их северной и южной частей аналогично взаимоотношению поясов глубинных разломов в островных дугах II типа с ортогеосинклинальными зонами дуг I типа.

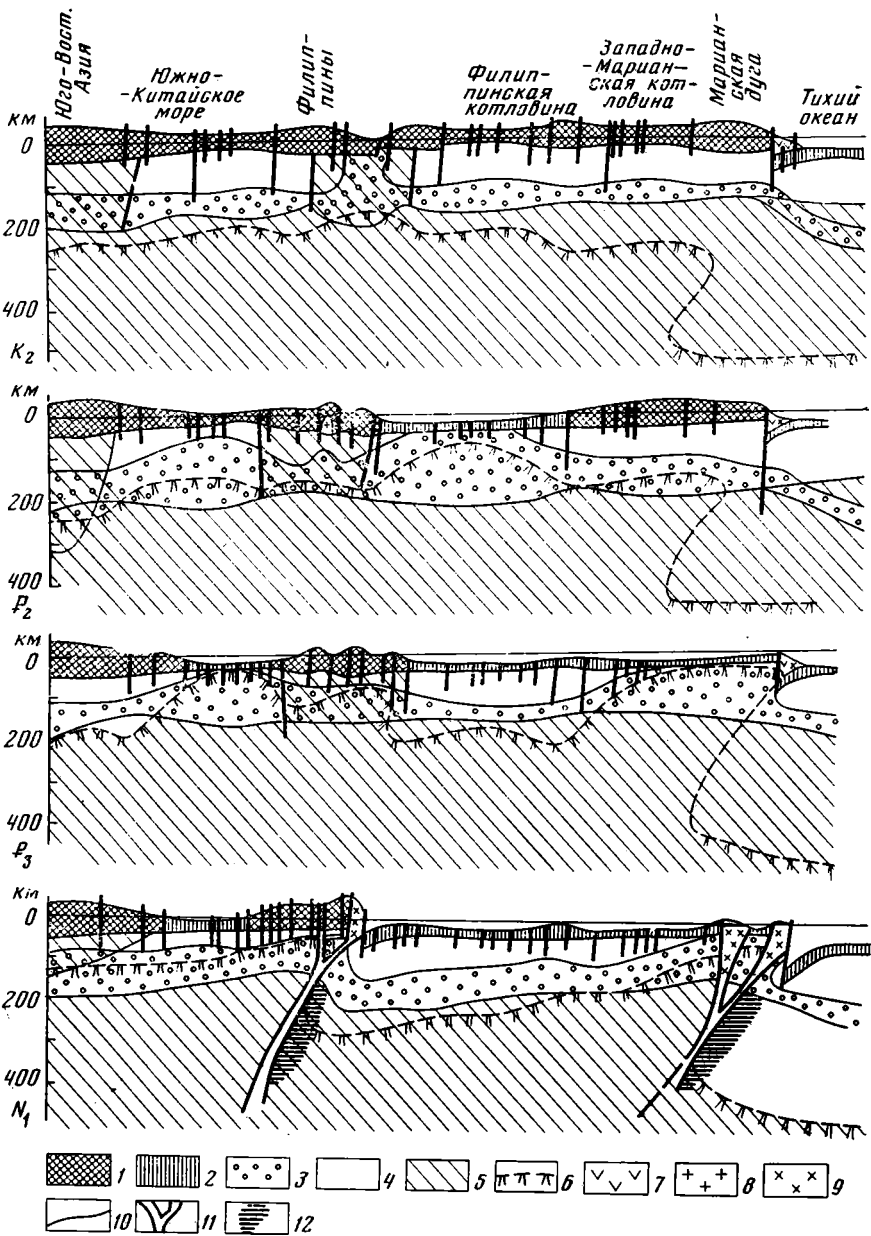


Рис. 6. Гипотетическая схема эволюции глубинных условий в переходной зоне на западе Тихого океана в районе Филиппинских островов и Марианской дуги. Сост. В. В. Белоусов

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — астеносфера; 4 — истощенная мантия; 5 — неисощенная мантия; 6 — условная изотерма и подъем аномально-разогретой мантии; 7 — толентовые базальты; 8 — региональный метаморфизм и гранитизация; 9 — андезиты, андезито-базальты; 10 — разрывы; 11 — зона Бенъофа; 12 — зона выщелачивания и уплотнения

На рис. 6 схематически изображены глубинные условия переходных зон тихоокеанского типа в их историческом развитии, как это себе представляет автор.

Условия развития переходной зоны колумбийского типа представляют особый интерес. Особенности этой переходной зоны связаны с взаимным наложением процессов ортогеосинклинального и орогенного

развития, с одной стороны, и рифтогенеза — с другой. Кордильеры Северной Америки в течение мезозоя и в начале кайнозоя развивались как ортогеосинклиналь. В неогене геосинклинальный режим сменился орогенным. Но одновременно с последним возник и режим рифтовый. Он связан со срединным океаническим хребтом, который частично тянется вблизи берега, а частично проходит и под континентом: Восточно-Тихоокеанское поднятие «входит» в Калифорнийский залив, и затем его продолжение, судя по эпицентрам землетрясений, прослеживается на суше под разломом Сан-Андреас, Большим Бассейном и Колумбийским плато. Севернее мыса Мендосино хребет снова переходит на дно океана, где его отрезками, разделенными поперечными разрывами, являются подводные хребты Горда, Хуан де-Фука и Эксплорер.

Ортогеосинклинальное и орогенное развитие связано с разогреванием неистощенной мантии. На это указывают в первом случае процессы регионального метаморфизма и гранитного анатексиса, а во втором — известково-щелочной характер магм. Можно думать, что под ортогеосинклиналью и орогенной зоной неистощенная мантия находится на небольшой глубине. Для рифтового процесса и для базификации благоприятна, напротив, истощенная мантия. Поэтому рифтовый процесс и базификация могут прийти на смену ортогеосинклинальному и орогенному развитию там, где мантия испытала истощение. Если в той или иной зоне мантия на отдельных участках истощена, тогда как в других местах она еще не подверглась значительному истощению, то при разогреве такой неоднородной мантии возможно существование бок о бок как ортогеосинклинального и орогенного режимов, так и рифтового режима и процессов базификации.

Именно такое сочетание мы и наблюдаем в переходной зоне колумбийского типа. Процессы рифтогенеза и базификации проникли в орогенную зону Кордильер локально, и при этом они выражены в разной форме в зависимости от «удавшейся» степени рифтогенеза и базификации. Так, в Большом Бассейне они привели к растяжению и образованию горстов и грабенов, а на Колумбийском плато — к излиянию траппов. Можно думать, что эти проявления отвечают определенным степеням истощения материала мантии.

В связи со срединным хребтом образовалось широкое валообразное поднятие коры. Последнее отразилось в распределении глубин вдоль тихоокеанского берега Северной Америки, где вместо глубоководного желоба наблюдается постепенное понижение дна в глубь океана. Это же валообразное поднятие захватило шельф, где, как указывалось, есть признаки обмеления.

Что касается отсутствия зон Беньофа, то его следует связать с тем, что здесь нет температурных контрастов. Во всей переходной зоне, включая как Кордильеры на суше, так и прилегающую часть дна океана, тепловые потоки повышенные и приблизительно одинаковые. Следовательно, здесь нет условий для образования блоков мантии с разной плотностью, что лежит в основе возникновения зон Беньофа и смещений по ним.

В этом отношении имеется сходство с переходными фонами атлантического типа, которые также лишены и температурных контрастов и зон Беньофа. Но в атлантических переходных зонах температуры низкие, а в зоне колумбийского типа — высокие.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По мнению автора, есть достаточные основания полагать, что в развитии всех трех типов переходных зон ведущая роль принадлежит процессам океанизации. Во всех случаях океан расширяется за счет материка. В переходных зонах атлантического типа первой стадией океани-

зации является рифтогенез, а для всех переходных зон процесс океанизации включает утонение континентальной коры и внедрение в нее тяжелых основных и ультраосновных магм. Существенное значение имеют также прогревание пород коры и повышение степени их метаморфизма, что также способствует повышению плотности. Все эти процессы связаны с сильным разогревом и плавлением верхней мантии. После застывания внедрившихся в кору мантийных пород между утяжеленной корой и разуплотненной верхней мантией возникает инверсия плотности, которая ведет к погружению в мантию глыб коры, а на месте последней образуется новая кора океанического типа.

Переходные зоны атлантического типа образуются полностью в обстановке платформы или срединных массивов. Процесс начинается с формирования под областью будущего океана атлантического типа линзы разогретой мантии и рифтогенеза. Затем наступает стадия базификации континентальной коры. Линза остывает с периферии, а современные срединные хребты могут рассматриваться как реликты эндогенной активности, ранее охватывавшей всю ширину океана.

Переходные зоны тихоокеанского типа развиваются в более сложной обстановке. Они наложены не на платформу, а на сложно построенную подвижную зону, имевшую геосинклиналиную историю. Базификация охватывает здесь срединные массивы. На их месте образуются окраинные моря. Последние разделены ортогеосинклиналиными или своеобразными приразломными парагеосинклиналиными зонами. И те и другие в неогене вступили в орогенный режим развития. На основе ортогеосинклиналей образовались островные дуги I типа, а на основе приразломных парагеосинклиналей — островные дуги II типа. Известково-щелочной магматизм, характерный для орогенного режима дуг, указывает на связь поверхности со слоем неистощенной мантии. Такая связь осуществляется через разломы. К их числу принадлежат зоны Беньофа. Наклон последних является вторичным, он связан с температурным и плотностным контрастом блоков мантии, расположенных по обе стороны от разлома: менее нагретая мантия подтекает под более нагретую, и поэтому зона Беньофа всегда наклонена в сторону более нагретой и менее плотной мантии. Относительные смещения блоков мантии создают сейсмический режим этих зон, а уплотненный слой, их сопровождающий, представляет собой слой, подвергшийся выщелачиванию флюидами (главным образом водородом), поднимающимися по разлому.

Выделенная впервые переходная зона колумбийского типа развита вдоль тихоокеанской окраины Северной Америки. В ней произошло своеобразное наложение рифтового процесса на орогенный. В формах этого наложения отразилась неоднородность мантии, состоящей из блоков как неистощенного, так и истощенного материала.

Раньше автор неоднократно подчеркивал значение теплового возбуждения верхней мантии и проницаемости коры в образовании эндогенных режимов. В свете этого исследования уточнено представление о типах и роли проницаемости. Рассеянная и закрытая с поверхности проницаемость способствует взаимодействию глубинных продуктов с вмещающими породами и определяет свойства ортогеосинклиналиного развития. Сосредоточенная сквозная проницаемость коры почти исключает взаимодействие глубинных продуктов с вмещающими породами и определяет парагеосинклиналиное и орогенное развитие.

Выяснилось принципиальное различие между рифтовым режимом, с одной стороны, и геосинклиналиным и орогенным — с другой. Эти режимы отвечают разной направленности развития земной коры. Рифтовый режим связан с базификацией коры, а геосинклиналиный и орогенный режимы отвечают процессу обогащения коры сиалическим материалом глубинного происхождения. Выявилась также важная роль распре-

деления в разрезе мантии неистощенных и истощенных слоев и блоков. Так начинают выявляться геохимические аспекты эндогенных режимов, которые заслуживают специального изучения.

#### Литература

1. Аксенович Г. И., Аронов Л. Е., Гагелганц А. А., Гальперин Е. И., Зайончковский М. А., Космическая И. П., Кракшина Р. М. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в центральной части Каспийского моря. М., Изд-во АН СССР, 1962, 152 с.
2. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975, 215 с.
3. Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979, 329 с.
4. Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. I. Континентальная платформа.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, вып. 2, с. 8—30.
5. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.— Л.: ГОНТИ, 1941, 376 с.
6. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968, 255 с.
7. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975, 262 с.
8. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978, 232 с.
9. Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли.— Сов. геология, 1960, № 10, с. 3—23.
10. Блейк мл. М., Джонс Д., Ляндис К. Активные континентальные окраины — различия между Калифорнией и Новой Зеландией.— В кн.: Геология континентальных окраин/Под ред. Берка К., Дрейка Ч.; русск. пер. под ред. Карасика А. М., Хаина В. Е. Т. 3. М.: Мир, 1979, с. 208—229.
11. Васильев Б. И., Жильцов Э. Г., Суворов А. А. Геологическое строение юго-западной части Курильской системы дуга — желоб. М.: Наука, 1979, 106 с.
12. Васильев Ю. Р. Проблема ультраосновных расплавов.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 19—26.
13. Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии переходных зон от материков к океанам.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1978, № 3, с. 17—26.
14. Геншафт Ю. С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии. М.: Наука, 1977, 208 с.
15. Гончаров В. Н., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М.: Наука, 1972, 159 с.
16. Грин Т. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.— В кн.: Петрология верхней мантии/Пер. с англ. под ред. Рябчикова И. Д. М.: Мир, 1968, с. 118—131.
17. Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972, 399 с.
18. Ито К., Кеннеди Жд. К. Экспериментальное изучение равновесий перехода в поликристаллических гетерогенных системах в геохимии.— Геохимия, 1972, № 4, с. 415—427.
19. Кампуш К., Понти Ф., Миура К. Геология Бразильской континентальной окраины.— В кн.: Геология континентальных окраин/Под ред. Берка К., Юрейка Ч.; русск. пер. под ред. Красикова А. М., Хаина В. Е. Т. 2. М.: Мир, 1978, с. 145—160.
20. Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 266—288.
21. Кент П. Е. Континентальная окраина восточной Африки — район вертикальных движений.— В кн.: Геология континентальных окраин/Под ред. Берка К., Дрейка Ч.; русск. пер. под ред. Карасика А. М., Хаина В. Е., Т. 1. М.: Мир, 1978, с. 346—355.
22. Кульм Л. Д., Фаулер Дж. А. Структура и стратиграфия оregonской континентальной окраины: проверка модели чешуйчатых надвигов.— В кн.: Геология континентальных окраин/Под ред. Берка К., Дрейка Ч.; русск. пер. под ред. Карасика А. М., Хаина В. Е. Т. 1. М.: Мир, 1978, с. 291—316.
23. Летников Ф. А. Особенности флюидного режима эндогенных процессов в коре и мантии.— В кн.: Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Иркутск: «Наука», 1977, с. 5—9.
24. Ломизе М. Г. Тектоническое развитие и вулканизм Чилийско-Аргентинских Анд.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, вып. 3, с. 48—69.
25. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980, 247 с.
26. Люстих Е. Н. Гипотеза дифференциации земной оболочки и геотектонические обобщения.— Сов. геология, 1961, № 6, с. 28—52.
27. Майсен Б., Бетчер А. Плавление водосодержащей мантии/Пер. с англ. под ред. В. А. Жарикова. М.: Мир, 1979, 123 с.
28. Музылев Н. Г. 67-й рейс «Гломара Челленджера».— Природа, 1980, № 4, с. 121—122.

29. *Мурдмаа И. О.* Глубоководное бурение в Японском желобе, 55-й и 57-й рейсы «Ломара Челленджера». — Природа, 1978, № 11, с. 38—45.
30. *Неволин Н. В.* Глубинное строение Прикаспийской впадины. — Геотектоника, 1978, № 3, с. 49—60.
31. *Пушаровский Ю. М.* Зоны затухания геосинклинальных систем или областей. — Бюл. МОИП, Отд. геол. 1961, вып. 6, с. 3—25.
32. *Пушаровский Ю. М., Архипов И. В., Ломизе М. Г., Милановский Е. Е., Чехович В. Д.* Тектоническая эволюция Анд. — В кн.: Тектоника, сейсмичность и геодинамика Юго-Восточного обрамления Тихого океана. Геодинамические исследования. № 1. М.: Сов. радио, 1975, с. 17—19.
33. *Рабинович Ф. Д.* Граница между океанической корой и континентальной корой в западной части Северной Атлантики. — В кн.: Геология континентальных окраин/Под ред. Берка К., Дрейка Ч.; русск. пер. под ред. Карасика А. М., Хайна В. Е. Т. 1. М.: Мир, 1978, с. 76—97.
34. *Ренар В., Макль Ж.* Восточноатлантическая окраина: различные структуры и морфологические типы. — В кн.: Геология континентальных окраин/ Под ред. Берка К., Дрейка Ч., русск. пер. под ред. Карасика А. М., Хайна В. Е. Т. 1. М.: Мир, 1978, с. 317—325.
35. *Родников А. Г.* Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, 152 с.
36. *Сергеев К. Ф.* Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976, 239 с.
37. *Соболев В. С., Соболев С. В.* Изменение плотности мантии при выплавлении базальтоидных магм. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 896—899.
38. *Соболев С. В.* Модели нижней части земной коры на континентах с учетом фазового перехода габбро — эглогит. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 347—355.
39. *Сычев П. М.* Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1979, 207 с.
40. *Тузев И. К.* Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975, 232 с.
41. *Фролов Т. И., Бурикова И. А., Фролов В. Т., Гущин А. В.* Особенности Базальтового вулканизма Малой Курильской гряды. — Бюл. МОИП, Отд. геол. 1977, вып. 4, с. 38—50.
42. *Фролова Т. И., Гущин А. В., Бурикова И. А., Фролов В. Т.* Происхождение базальтов зоны перехода от континента к океану. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, вып. 3, с. 100—115.
43. *Харт С. Р.* Содержание K, Rb, Cs, Sr, Ba и отношение изотопов в базальтах океанического дна. Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана/Пер. с англ. под ред. Беуса А. А. М.: Мир, 1973, с. 125—139.
44. *Шеридан Р.* Атлантическая континентальная окраина Северной Америки. — В кн.: Геология континентальных окраин/Под ред. Берка К., Дрейка Ч.; русск. пер. под ред. Карасика А. М., Хайна В. Е. Т. 2. М.: Мир, 1978, с. 192—206.
45. *Arculus R. J.* Island arc magmatism in relation to the evolution of the Mantle and Crust. — In: Abstracts, XVII Gen. Ass. IUGG. Canberra, 1979, p. 268.
46. *Atwater T.* Test of new global tectonics. Discussion. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1972, v. 56, p. 385—388.
47. *Bott M. H. P.* Mechanismus of basin subsidence — an introductory review. — Tectonophysics, 1976, № 1—3, p. 1—4. (Special issue: Sedimentary basins of continental margins and cratons/Ed. Bott M. H. P.).
48. *Bottinga Y., Steinmetz L.* A geophysical, geochemical, petrological model of the submarine lithosphere. — Tectonophysics, v. 55, 1979, p. 311—347.
49. *Case J. E.* Geophysical studies in the Caribbean Sea. The Ocean Basins and Margins/Ed. Nairn A. E. M., Stehli F. G. V. 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean. Plenum Press, 1975, p. 107—180.
50. *Coats R. R.* Reconnaissance geology of some Western Aleutian islands, Alaska. — U. S. Geol. Surv. Bull. N 1028-E, 1956.
51. *Dehlinger P., Couch R. W., McManus D. A., Gemperle M.* Northeast Pacific structure. The Sea/Ed. A. Maxwell. V. 4, Pt. II. Wiley — Interscience, 1970, p. 133—189.
52. *Fox P. J., Heezen B. C.* Geology of the Caribbean crust. The Ocean Basins and Margins/Ed. Nairn A. E. M., Stehli F. G. V. 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean. Plenum Press, 1975, p. 421—466.
53. *Hinz K.* The seismic crustal structure of the Norwegian continental margin in the Voring Plateau, in the Norwegian deep sea and on the Eastern flank of the Jan Ridge between 66° and 68° N. — In: Intern. Geol. Congr., 24th Sess. Section 8. Montreal, 1972, p. 28—36.
54. *Huene Von R.* Structure of the continental margin and tectonism of the Eastern Aleutian trench. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, № 12, v. 83, p. 3613—3626.
55. Initial Core Descriptions DSDP. Nat. Sci. Found. Washington, Legs 56, 57, 58, 59, 60, 63, 1979.
56. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Nat. Sci. Found. Washington, 1970—1976, v. 5, 9, 14, 15, 18, 19, 21, 27, 29, 30, 36, 38.

57. *Jordan Th. H.* The deep structure of the continents. *Sci., Amer.* 1970, v. 240, № 1, p. 92—107.
58. *Kent P. E.* Major synchronous events in continental shelves.— *Tectonophysics*, 1976, № 1—3, p. 87—91.
59. *König M., Talwani M.* A geophysical study of the southern continental margin of Australia: Great Australian Bight and Western Sections.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, v. 88, № 7, p. 1000—1014.
60. *Martin R. G., Case J. E.* Geophysical studies in the Gulf of Mexico. The Ocean Basins and Margins. V. 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean. Plenum Press, N. Y., 1975, p. 65—106.
61. *Packham G. H., Falvey D. A.* Hypotheses for the formation of marginal seas in the Western Pacific.— *Tectonophysics*, 1971, v. 11, № 2, p. 79—109.
62. *Pitman W. C., Larson R. L., Herron E. M.* Magnetic Lineations of the Oceans. (Map), N. Y., 1974.
63. *Scholl D. W., Marlow M. S.* Global tectonics and the sediments of modern and ancient trenches: some different interpretation.— In: *Plate tectonics — assesments and reassesments.* Amer. Assoc. Petrol. Geologist, Mem. 23, 1974, p. 255—272.
64. *Sheridan R. E.* Subsidence on continental margins.— *Tectonophysics*, v. 7, № 3, 1969, p. 219—229.
65. *Storevedt K. M., Svalestad S., Thomassen K., Langilie A., Nergard A., Gidskehang A.* Magnetic discordance in Gran Canaria/Tenerife and its possible relevane to the formation of the NW African continental margin.— *J. Geophys.* 1978, v. 44, p. 317—332.
66. *Talwani M., Eldholm O.* Boundary between continental and oceanic crust at the margin of rifted continents.— *Nature*, 1973, v. 241, 325—330.
67. *Tokuoka T.* The Shimanto terrain in the Kii Peninsula, Southwest Japan, with special reference to its geologic development, viewed from coarser clastic sediments.— *Mem. Fac. Sci. Univ. Kyoto, ser. B*, 1967, v. 34, № 1, 35—74.
68. *Turcotte D. L., Maxby W. F., Ockendon W. F.* Lithospheric instabilities. Islands Arcs, Deep-Sea Trenches and Back-Arc Basins. M. Talwani, W. C. Pitman, editors. Maurice Ewing Series, 1, Amer. Geophys. Un., Wash. D. C., 1977, p. 63—69.
69. *Wyllie P. J.* Experimental petrology and global tectonics — a preview.— *Tectonophysics*, 1973, v. 17, № 3, p. 189—209.

Институт физики Земли  
АН СССР

Поступила в редакцию  
17.X.1980



УДК 551.242.51 (470.21)

САВЕЛЬЕВ А. А.

## СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СТАНОВЛЕНИЯ УЛЬТРАБАЗИТ-ГАББРОВОГО КОМПЛЕКСА ГЛАВНОГО ХРЕБТА НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

Ультрабазит-габбровые массивы Главного хребта представляют собой фрагментированные или сохранившие первоначальную форму факолитов расслоенные интрузии с известково-щелочным типом фракционирования. Интрузии залегают среди дислоцированных и зонально метаморфизованных осадочно-вулканогенных толщ нижнепротерозойского имандра-варзугского комплекса и были внедрены в приповерхностную часть разреза. Становлению интрузий предшествовало накопление грауваккового клина, извержение непрерывно дифференцированной и бимодальной гомодромных серий известково-щелочного типа и накопление сопряженных толщ граувакко-тефroidных турбидитов и карбонатов. После интрузий изливались покровы слабо фракционированных пикрит-толеитов, подводящие дайки которых прорывают интрузии и вмещающие их породы. Соотношения интрузий с вмещающими и перекрывающими вулканитами отражают принадлежность их к единой тектоно-магматической стадии, а петрохимический состав, направленность фракционирования магматитов и формационный состав осадков — формирование в условиях геодинамического режима островной дуги.

В изучении геодинамического режима формирования докембрийских складчатых систем как областей наращивания континентальной коры значительное место отводится проблеме положения, времени и тектонических условий формирования ультрабазит-габбровых комплексов. Один из важных вопросов этой проблемы — возможная взаимосвязь формирования офиолитовых и офиолитоподобных ультрабазит-габбровых комплексов с известково-щелочным магматизмом вулканических дуг (или цепей) [24, 25]. Эти комплексы как продукты структурно-вещественной эволюции мантийных оболочек являются связующими звеньями между процессами, которые протекают в литосфере и мантии и позволяют получать определенную информацию о тектонических условиях, существующих на мантийных глубинах.

В настоящей статье ультрабазит-габбровый комплекс Главного хребта Кольского полуострова рассматривается как пример довольно многочисленной группы массивов докембрийских складчатых систем. Эта группа объединяет расслоенные массивы, которые ассоциируются с осадочно-вулканогенными толщами, содержащими различно фракционированные вулканиты и туфосланцевые толщи. На Кольском полуострове эта группа представлена однотипными массивами Главного хребта, Федоровых и Панских тундр, залегающими среди осадочно-вулканогенных толщ Имандра-Варзугской зоны [8, 16], массивами Печенгской структуры и рядом других. Статья излагает новые материалы, полученные в последние годы по району Главного хребта. Автор приносит благодарность Н. А. Штрейсу и М. С. Маркову за прочтение, замечания и плодотворные дискуссии по статье при подготовке ее к публикации.

Рассматриваемый район охватывает северо-западный фланг Имандра-Варзугской зоны — крупной линейной субширотной структуры, выполненной осадочно-вулканогенными толщами. Эти толщи метаморфизованы в широком интервале *PT*-условий — от зеленосланцевой фации, преобладающей в центральной части структуры, до биотит-мусковит-гнейсовой<sup>1</sup> по периферии.

На большей части своего протяжения Имандра-Варзугская зона обрамляется толщами кольско-беломорского комплекса [1]: кольской серией с севера и северо-востока, беломорской с юга и юго-запада. Толщи тундровой серии, обнаженной между выходами беломорской серии и имандра-варзугского комплекса, попеременно относятся разными исследователями в состав той или другого. По сложившимся представлениям, толщи кольско-беломорского комплекса слагают фундамент Имандра-Варзугской структуры, хотя, по мнению многих, дискуссия по этому вопросу еще далека от своего завершения.

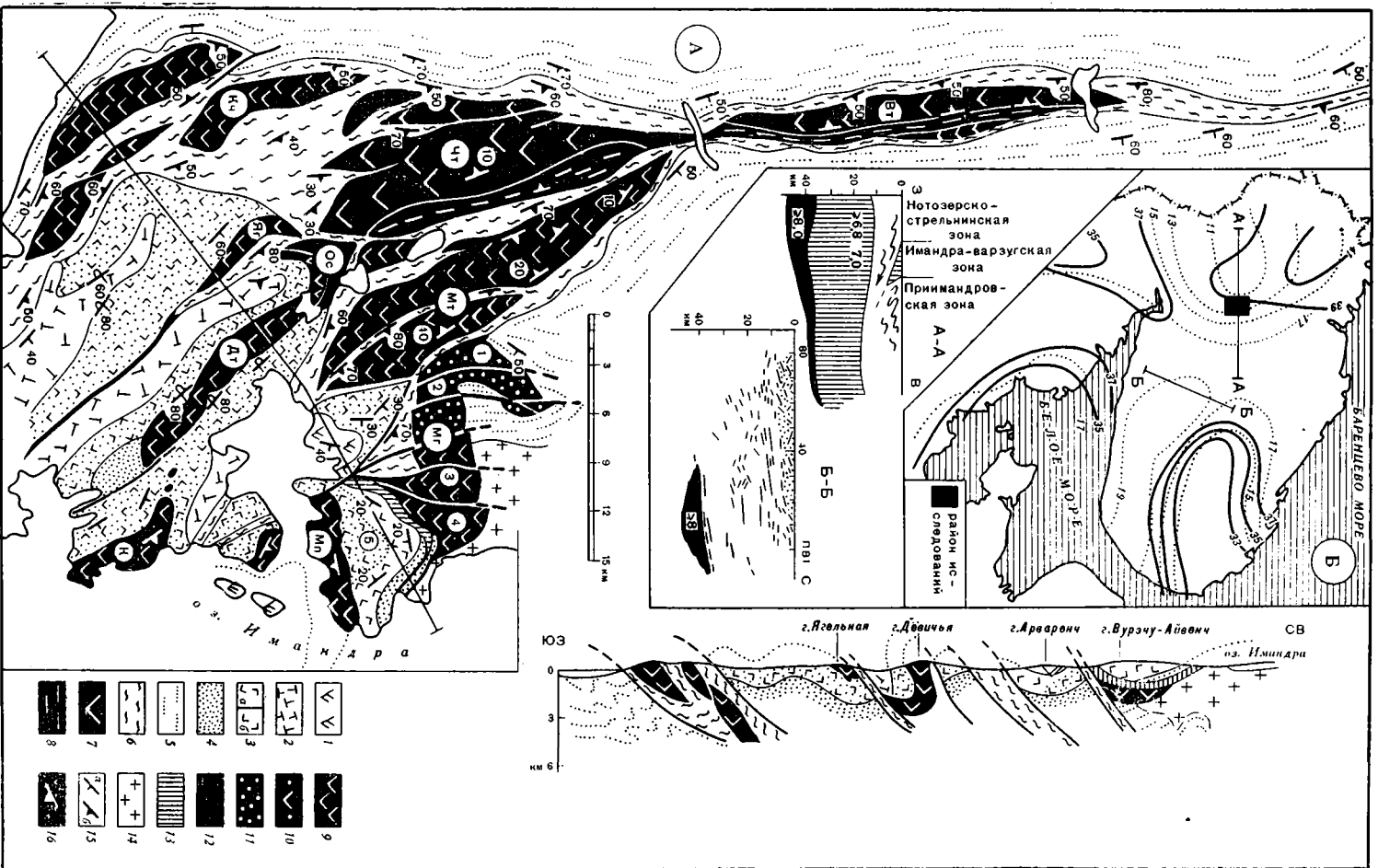
### А. Стратиграфия, формации и тектонический режим накопления вмещающих толщ

*Кольско-беломорский комплекс.* В примыкающем с северо-востока к Главному хребту Приимандровском районе **кольская** серия представлена толщами полиметаморфических гнейсов с устойчивой юго-западной вергентцией текстурно-структурных элементов. Довольно монотонный и мало контрастный на больших пространствах разрез серии слагают биотит-плагноклазовые гнейсы с переменными количествами амфибола и реже, граната. В низах серии, на изолированных участках маломощные пачки этих гнейсов переслаиваются с преобладающими аповулканогенными амфиболитами, исчезающими к середине разреза. В средней части разреза гнейсы содержат ограниченные по площади пачки джаспероидов с пропластками кератофировых металлов, метатефроидов и метаграувакк, а в верхах характеризуются повышенной глиноземистостью [2]. В современной структуре глиноземистые гнейсы концентрируются в линейной полосе, приуроченной к восточному краю северо-западного фланга Имандра-Варзугской зоны, очерчивая область со специфическим режимом накопления высокоглиноземистых толщ.

Толщи **беломорской** серии, слагающие районы западного и юго-западного обрамления Главного хребта, также характеризуются западно-юго-западной вергентностью. Разрез серии сложен однообразными толщами биотитовых или мусковит-биотитовых гнейсов слабо и неравномерно насыщенных пропластками биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов.

Сохранившиеся черты дометаморфической стратификации и латеральных соотношений толщ, реликтовых структур и состава пород характеризуют толщи кольско-беломорского комплекса как вулканогенно-осадочные образования: граувакки, тефроиды и лавовые покровы андезито-базальтовых, риолит-базальтовых умеренно магнезиальных известково-щелочных серий, накапливавшихся в обширной акватории. Субщелочной общеваловый состав и фациальная устойчивость толщ кольско-беломорского комплекса с известковистыми, глиноземистыми и недосыщенными калием породами характеризуют мало контрастный палеотектонический режим. Его основными чертами являются довольно интенсивное осадконакопление, рассеянный базальтоидный вулканизм и заметное фракционирование базальтоидных магм.

<sup>1</sup> Здесь и далее использованы наименования фаций метаморфизма по петрогенетической схеме С. П. Кориковского [10].



*Имандра-варзугский комплекс обнажен* в районе на южных отрогах Главного хребта. По установившимся представлениям, разрез комплекса рассматривается как геосинклинальный [12, 18]. Уточнение его состава и строения стало возможным после работ В. В. Шолохнева, А. В. Зайцевского, В. И. Шляхова и др., проводивших детальное картирование комплекса. Здесь вкост субмеридионального простирания толщ, с юго-запада на северо-восток в Имандра-Варзугской структуре выделяются три тектонических блока, разделенных зонами тектонических нарушений и повышенного метаморфизма пород, достигающего уровня биотит-мусковит-гнейсовой фации. В целом довольно близкие стратиграфические разрезы каждого блока несколько различаются между собой.

**Кислогубские разрезы** обнажены по южному берегу Витегубы и в Кислой губе оз. Большая Имандра (рис. 1), где слагают крайний западный блок, ограниченный с запада Чунатундровской и с востока Седлоозерской тектоническими шовными зонами. Нижняя из обнаженных здесь кислогубская свита начинается с толщи (до 600 м) субритмичного флишoidalного чередования граувакковых метаалевролитов и метапесчаников с градационной слоистостью. Граувакки сменяются вверх сланцевой толщей (300—400 м) дробного переслаивания невыдержанных по простиранию пачек и пропластков андезит-базальтовых тефроидов, туфопесчаников, граувакк и мраморизованных известняков. Верхи кислогубских разрезов (около 300 м), включаемые в состав витегубской свиты, сложены многоярусными покровами metabазальтов, зачастую с подушечным строением, содержащих пропластки (до 0,5 м) дацитов. В целом разрезы характеризуют окраину привулканического бассейна с последовательным накоплением граувакковых, затем тефроидных турбидитов, перекрываемых лавами дацит-базальтовой формации.

**Арваренческие разрезы** обнажены по северному берегу Витегубы и на прилегающих островах оз. Большая Имандра в следующем к северо-востоку от кислогубского блока, ограниченном Седлоозерской и Мончетундровской зонами разломов. Разрез начинается с вулканитов арваренческой свиты, в которой переслаиваются пачки метатефроидов и металав базальт-андезит-дацит-риолитового состава. В картируемых жерловинах центральных палеовулканов преобладают агломератовые андезит-дацитовые и дацит-риолитовые туфы. На удалении от них разрез насыщается линзами крупнообломочных агломератовых туфов, туфоконгломератов, обогащается пропластками известковистых туфопесчаников и туффитов, а по общему составу и строению становится аналогичным разрезу верхов кислогубской свиты.

Рис. 1. Структурное положение ультрабазит-габбровых массивов Главного хребта  
 А. Схематическая геологическая карта. Имандра-варзугский комплекс, метавулканиты и метаосадки (1—4): 1 — пикрит-базальтовые подушечные лавы, умбинская свита; 2 — дацит-базальтовые вулканиты, витегубская свита; 3 — базальт-андезит-дацит-риолитовые вулканиты (а) и тефроиды, граувакки, мраморы (б) арваренческого горизонта; 4 — граувакки кислогубского горизонта. Кольско-беломорский комплекс: 5 — гнейсы по вулканитам и грауваккам; 6 — амфиболитовые blastomилониты разрывных зон. Ультрабазит-габбровый комплекс. Расслоенная серия (7—12): 7 — габбро мезо- и лейкократовое; 8 — габбро-анортзиты; 9 — габбро-нориты мелано- и мезократовые; 10 — нориты, меланонориты; 11 — ортопироксениты; 12 — гарцбургиты, дуниты, Краевая серия, 13 — диабазы, габбро-диабазы, 14 — тоналиты. Ориентировка: 15 — слоистости (а) и полосчатости (б) парасланцев и парагнейсов; 16 — полосчатости ортопород. Б. Обзорная схема (по [14]) поверхности слоев с  $V_p \geq 6,8-7,0$  км/с (точечная линия) и  $\geq 8,0$  км/с (сплошная линия). Пояснения к разрезам в текста. Массивы: Вч — Волчьетундровский, Чн — Чунатундровский, Мч — Мончетундровский, Кч — Кэричорский, Яг — Ягельный, Ов — Островский, Дт — Девичей тундры, К — мыса Каменного, Мп — Монче полуострова, Мг — Мончегорский (1 — гора Ниттис, 2 — гора Солча, 3 — гора Нюд, 4 — гора Поаз, 5 — гора Вурзчу — Айвенч)

Поле вулканитов арваренчской свиты пронизано роями даек и жил базальтов, габбро-диабазов, оливиновых габбро. В северной части арваренчского блока эти дайки прослеживаются внутрь Мончетундровского и Мончегорского ультрабазит-габбровых массивов, где секут их внутреннюю структуру. Е. К. Козлов [8] показал, что дайки завершают формирование этих массивов, однако при их корреляции с эволюцией вулканизма вмещающих толщ он не располагал необходимыми данными. Сейчас такие данные получены. На южной вершине горы Арваренч одна из даек, прорывая вулканиты арваренчской свиты, переходит в вулканическую жерловину. Центральная часть жерловины сложена такситовыми амфиболизированными габбро, сменяющимися к стенкам миндаляковыми мелкозернистыми габбро-диабазами и афиритами. Жерловину окружают многоярусные (до метра мощностью) покровы метабазальтов, метадиабазов, метамандельштейнов и ксенолавы с многочисленными включениями пород арваренчской свиты. По южному отрогу г. Арваренч без перерыва в обнаженности прижерловые фации палеовулкана переходят в толщу (до 800 м) метабазальтов-пикритов с пропластками тефроидов, выделяемую в составе умбинской (палисарской) свиты. Породы свиты обнажены в зал. Щучьем Витегубы, на островах Петушых, Сяв, Великий и на восточном берегу оз. Большая Имандра, у пос. Нефелиновые Пески. Толща построена чередованием многоярусных лавовых покровов, многие из которых имеют крупноподушечную отдельность с гиалокластитам и кремнистыми метаосадками в межподушечных пространствах. Наблюдаемое соотношение даек, прорывающих арваренчские вулканиты и ультрабазит-габбровые массивы и переходящих в лавовые покровы умбинской свиты, не только свидетельствует о более древнем возрасте этих пород, чем возраст арваренчских вулканитов, но и показывает доумбинский возраст ультрабазит-габбровых массивов.

**Вурэчуайвенские** разрезы обнажены в крайнем восточном блоке, ограниченном с запада Мончетундровской зоной разломов; на востоке они скрываются под водами оз. Большая Имандра, за которыми обнажены гнейсы кольской серии. В основании разреза района располагаются биотит-роговообманковые кварцевые тоналиты, прорывающие в районе г. Мончегорска гнейсы кольской серии. Выше тоналитов, по данным А. В. Зайцевского, снизу вверх сменяются: а) метадиабазы (160 м), имеющие эруптивные контакты с тоналитами; б) толща графитоидных и туфогенных сланцев с горизонтом кварцитовидных песчаников (до 60 м) — низы рижгубской свиты; в) метадиабазы (до 600 м) — верхи рижгубской свиты; г) толща графитоидных филлитов (до 100 м) — низы сейдореченской свиты; д) андезито-базальтовые вулканиты (до 400 м), прослаивающихся в видимых верхах пачками андезито-дацитовых туфобрекчий и туфов.

В рижгубских карьерах, вскрывших первую, вторую и третью толщи, хорошо видно, что: а) среди метадиабазов первой и особенно третьей толщ значительную часть объема слагают средне- и крупнозернистые габбро-диабазы; б) обе толщи сопровождаются в подошве и кровле эпидотовыми роговиками, адинолами и имеют экзоконтактные оторочки; в) оба этих тела контактируют с осадочными пачками различного состава, границы между которыми косо пересекаются контактами обоих тел. В скважинах, по данным В. И. Шляхова, оба тела габбро-диабазов и диабазов прослеживаются на запад до не вскрытой эрозией части Мончегорского ультрабазит-габбрового массива. В этом направлении оба тела сливаются в одно, а в скважинах, пересекающих массив, толща этих габбро-диабазов и диабазов завершает разрез интрузии. Эти данные несколько меняют представления о составе вурэчуайвенского разреза: нижняя (пурначская) и вышележащая (рижгубская) толщи габбро-диабазов и метадиабазов должны быть исключены из стратиграфического

разреза как силлы, и в его составе могут рассматриваться только нижняя туфогенно-сланцевая (рижгубская) и верхняя вулканогенная, дацит-андезит-базальтовая (сейдореченская).

## **Б. Проявление регионального метаморфизма вмещающих толщ**

Гнейсы кольской серии в Примандровском районе широко, но неравномерно и контрастно насыщены участками развития плагиоклазового порфиробластеза, пегматитообразования, плагиомигматизации и телами плагиогранитов. На этих участках, в недосыщенных калием и известковистых метапелитах развиты биотит-ортоклазовые парагенезисы с неустойчивым гиперстеном. Вне полей гранитизации встречаются участки со ставролит-биотитовым парагенезисом. Среди обширных полей гнейсов беломорской серии в западном и юго-западном обрамлении Главного хребта плагиомигматизация проявлена на далеко разобщенных и небольших по площади участках, тела плагиогранитов редки и невелики. В насыщенных калием метапелитах сохраняются устойчивыми на обширных площадях доортоклазовые биотит-мусковитовые парагенезисы.

В районе породы имандра-варзугского комплекса наименее метаморфизованы в восточных, вурэчуайвенских разрезах, где в малоглиноземистых и умеренно известковистых метапелитах вне контактовых ореолов ультрабазит-габбровых массивов устойчивые хлорит-серицитовые парагенезисы характеризуют добиотитовую зону зеленосланцевой фации. Наибольший уровень метаморфизма пород комплекса здесь достигается в Мончегундровской, Седлоозерской и Чунатундровской тектонических зонах, в которых развиты metabазитовые бластомилониты по габброидам и базальтоидам различной железистости с плагиоклаз-рогообманковыми парагенезисами, плагиомигматиты и плагиограниты. По бедным известью и умеренно калиевым метапелитам здесь развиты гранат-биотит-мусковит-ортоклазовые гнейсы. Наиболее интенсивно плагиомигматизация и анатексис плагиогранитов проявлены в пределах Чунатундровской зоны тектонизации, которая традиционно рассматривается в качестве граничного шва между беломорской и имандра-варзугской толщами.

При характеристике проявления регионального метаморфизма пород в кислугубских и арваренческих разрезах имандра-варзугской структуры обычно опираются на материалы из названных зон тектонизации, тогда как уровень метаморфизма пород внутри разделяемых ими блоков опускается из виду. Проводившееся изучение кислугубских и арваренческих разрезов показывает, что метаморфизм пород от шовных зон внутри блоков понижается. В центральной части блоков, в метаграувакках кислугубской и арваренческой свит, богатых известью и бедных калием, устойчивы парагенезисы биотит-хлорита с неустойчивым ставролитом, что, по-видимому, характеризует средне- и высокотемпературный интервал зеленосланцевой фации.

Из всего сказанного вытекает, что на западном фланге Имандра-Варзугской структуры проявлен высокоградиентный по температуре метаморфизм, наименьший (зеленосланцевый) в ядрах тектонических блоков и наибольший (амфиболитовый) вдоль ограничивающих блоки зон тектонизации. В периферии структуры этот метаморфизм по охватываемому температурному интервалу выравнивается с метаморфизмом вмещающих толщ кольско-беломорского комплекса. Вместе с этим в метаморфизме последнего проявлена заметная асимметрия градиентности, наименьшая в полях беломорских и наибольшая в полях кольских гнейсов; осью этой асимметрии в целом является Имандра-Варзугская структура с наибольшей температурной контрастностью метаморфизма.

*Возраст метаморфизма.* В сводке по фациям регионального метаморфизма Кольского полуострова [1], в частности для рассматриваемого района, обосновываются прогрессивная (андалузит-силлиманитового типа) и регрессивная (кианит-силлиманитового типа) ветви его проявления. Из приводимого анализа вытекает, что в высшем своем проявлении обе ветви близки по достигнутому температурному интервалу. Обе ветви метаморфизма в своей эволюции оставались в близких рамках интервала давлений, различаясь в прогрессивной ветви опережением роста, а в регрессивной — опережением падения температур. Несмотря на частое соотнесение обоих этапов с временной шкалой, авторы не приводят весомых геологических аргументов в пользу существенного временного разрыва между проявлениями прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма.

Некоторые данные в этом отношении дает сводка геохронометрических реперов докембрия Кольского полуострова [13]. Из нее следует, что в пределах Главного хребта и прилегающего обрамления беломорских гнейсов Нотозерско-Стрельнинской зоны и кольских гнейсов Примандровской зоны Центральнокольского блока единственно надежным является рубеж метаморфизма с возрастом  $1800 \pm 100$  млн. лет. Как указывают авторы сводки, другие выделяемые здесь более древние этапы метаморфизма [3] базируются на кинетических изотопных соотношениях, связанных с единым тектоно-магматическим циклом продолжительностью около 200 млн. лет. Вместе с этим очевидно, что попытки выделения в этих районах событий с возрастом  $2750 \pm 100$  млн. лет [13] наталкиваются на серьезные противоречия с геологическими полевыми наблюдениями и вызывают сомнения в их достоверности. Для иллюстрации достаточно сравнить датировки ультрабазитовых (3,34 млрд. лет) и габбровых (1,67 млрд. лет) кумулятов плутона Мончегоры [23] или анортозитовых кумулятов Мончетундры (3,65 млрд. лет, [13]) с датировками возраста кольских гнейсов Примандровского района 2830 млн. лет [6] или 2750 млн. лет [17]. По-видимому, реальным будет вывод, что в пределах Главного хребта и сопредельных территорий Нотозерско-Стрельнинской и Примандровской зон толщи кольско-беломорского и имандра-варзугского комплексов были накоплены и преобразованы в ходе единого этапа тектогенеза, завершившегося регрессивным метаморфизмом кинанит-силлиманитового типа с возрастом  $1800 \pm 100$  млн. лет.

### **В. Корреляция разрезов**

Признание реальности возраста метаморфизма пород  $1800 \pm 100$  млн. лет делает очевидным нижепротерозойский возраст этапа накопления и кольско-беломорского и имандра-варзугского комплексов в районе Главного хребта и прилегающих территорий. Следует, однако, иметь в виду, что в условиях отсутствия фаунистических характеристик и детальной геохронометрической изученности корреляция разрезов остается недостаточно обоснованной.

Вместе с этим, опираясь на полевые соотношения имандра-варзугских толщ в рассмотренных выше разрезах, можно получить ряд довольно надежных выводов по их корреляции. Не вызывает, в частности, сомнения относительно наиболее высокое стратиграфическое положение и коррелируемость как единого горизонта слабо фракционированных метабазальтов-пикритов умбинской свиты, обнаженных в арваренском и вурэчуайвенском блоках (см. рис. 1, 2А). Структурную принадлежность к последнему отчетливо обнаруживают выходы умбинских толщ на островах в северной акватории оз. Большая Имандра и у пос. Нефелиновые Пески. Также хорошо увязываются в единый горизонт подстилающие стратиграфически умбинскую свиту толщи дробно фракционированных вулканитов сейдореченской (вурэчуайвенские разрезы) и

арваренчской свит, а также сближенные пространственно и фашиально карбонатно-граувакко-тефроидные толщи арваренчской и верхов кислוגубской свит, представляющие формации межвулканских бассейнов седиментации. В противоположность этому корреляция вулканитов бимодальной серии витегубской свиты из верхов кислугубских разрезов неопределенна: их стратиграфическое положение над граувакко-тефроидными толщами может служить основанием для корреляции с умбинскими толщами, тогда как признаки фракционированности — для корреляции с верхами сейдореченского. Не вызывает сомнения наиболее низкое стратиграфическое положение в имандра-варзугском комплексе района турбидитной граувакковой формации из низов кислугубской свиты и коррелируемость с ней по стратиграфическому положению и режиму накопления терригенной кварцито-черносланцевой толщи рижгубской свиты.

В целом, как видно, разрез имандра-варзугского комплекса района характеризует последовательное формирование турбидитно-грауваккового клина осадков, затем цепи центральных вулканических аппаратов с фракционированным магматизмом и в конечной документируемой стадии — щитовых излияний недифференцированных базальт-пикритовых лав.

Основываясь далее на более высоком стратиграфическом положении рижгубской свиты, чем кольские гнейсы, — фактически она отделена от гнейсов телом ультрабазит-габбровой интрузии — следует, по-видимому, признать принадлежность кольско-беломорского комплекса к нижней, а имандра варзугского — к верхней частям общего стратиграфического разреза района. Постулируя это положение, как наиболее аргументированное на сегодня всей суммой проведенных в районе исследований, мы приходим к выводу, что появление в обширной акватории с мало контрастным тектоническим режимом и рассеянным базальтоидным вулканизмом (кольско-беломорские разрезы) зоны с повышенной тектонической контрастностью и концентрированным магматизмом мелко дифференцированных и недифференцированных базальтоидных магм (имандра-варзугские разрезы) ближе всего по типу геодинамического режима стоит к заложению в пределах (суб-?) океанической области островной дуги.

### Г. Общая морфоструктура района

Район Главного хребта и сопредельные территории охватывают меридиональный отрезок крупного регионального флексурного перегиба. Он имеет протяженность около 100 км и сложен толщами кольско-беломорского и имандра-варзугского комплексов. Оба комплекса здесь имеют запад-юго-западную вергентность текстурно-структурных элементов ранних генераций, связанных с прогрессивной ветвью метаморфизма толщ. В районе г. Апатиты простираение флексуры резко меняется на восточное, а ее вергентность опрокидывается, быстро меняясь на северсеверо-восточную.

В районе флексура осложнена тремя главными и группой сопряженных с ними тектонических разрывных зон. Крайняя западная, Чунатундровская отделяет имандра-варзугские толщи от беломорских и располагается в крутой части флексуры, где ориентирована согласно с простираениями и падениями ее крыла (60—80°). Расположенные восточнее Седлоозерская и Мончетундровская зоны находятся внутри Имандра-Варзугской структуры, рассекая ультрабазит-габбровые массивы Главного хребта и вмещающие их толщи на кислугубский (западный), арваренчский (центральный) и вурэчуайвенчский (восточный) блоки. На северном фланге Главного хребта Седлоозерская зона слива-



ется с Чунатундровской, а Мончетундровская ограничивает с востока толщи Главного хребта от кольских гнейсов.

Основной характеристикой субмеридиональных тектонических швов является нахождение поднятого блока к западу и опущенного к востоку от плоскостей смещения, имеющих устойчивые восточные падения (60—80°). Для сопряженных оперяющих разрывов с северо-восточными простираниями и юго-восточными падениями — разрывов, эшелонированно подставляющих один другого в системе правого вращения, — поднятыми являются северные и опущенными южные блоки. Внутренняя структура блоков определяется в их большей части открытыми, симметричными субмеридиональными линейными складками с наклонами крыльев 30—40°, реже 70°. Только в кислугубском блоке, ближе к Чунатундровскому шву, заметно нарастает сжатость, а также наклон и опрокидывание складок на запад-юго-запад, отражающие нарастание напряженности складчатости в этом направлении. Поздние генерации тектурно-структурных элементов пород, связанные с регрессивной ветвью метаморфизма, характеризуются субмеридиональной вергентностью. Изменение ее ориентировок от начальных к поздним стадиям метаморфизма отражает изменение траектории перемещения масс пород района с запад-юго-западного на прогрессивных (начальных) стадиях до субмеридионального на регрессивных (конечных).

На сейсмических картах и профилях поверхностей раздела слоев со скоростями  $\geq 6,8$ —7 и  $\geq 8,0$  км/с [11, 14] Имандра-Варзугская структура обнаруживает отчетливую пространственную приуроченность к восточному крылу остаточного мантийного купола с вертикальной амплитудой 5—7 км, очерчиваемого обеими поверхностями (см. рис. 1, Б, профиль А—А). На Имандра-Варзугском профиле [11], пересекающем Имандра-Варзугскую структуру (см. рис. 1, Б, профиль Б—Б), непосредственно под ней и в слое с продольными скоростями  $\geq 6,8$ —7,0 км/с отражающие поверхности очерчивают пучности в его структуре, возможно, образованные нагнетанием материала. Здесь же исчезает отчетливая граница раздела между слоями с  $V_p \geq 6,8$ —7,0 и  $\geq 8,0$  км/с. Можно предположить, что наблюдаемая пространственная совмещенность вулканической дуги, остаточного линзовидного утолщения высокоскоростного слоя над кровлей нормальной верхней мантии, вызванного этим утолщением поднятия кровли высокоскоростного слоя (аномальной мантии?) и образования в нем структурных неоднородностей (подобных структурам нагнетания) являются взаимосвязанными элементами единой геодинамической обстановки, которая сохранилась в структуре литосферы региона.

#### СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ УЛЬТРАБАЗИТ-ГАББРОВЫХ МАССИВОВ

Состав массивов рассмотрен в работах И. С. Бартенева, В. С. Докучаевой, М. М. Дубровского, Н. А. Елисеева, Е. К. Козлова, В. К. Котульского, В. С. Ланева, А. Н. Микляева, А. П. Перфилова, С. С. Шкорбатова, Х. Т. Шляховой, В. И. Шляхова, Б. А. Юдина и других геологов. Предполагалось, что часть массивов из Чунатундровского и Арваренчского блоков древнее массивов, расположенных в Вурэчуайвенском блоке [12, 18]. Данные последних работ [13, 15, 16, 19] показывают принадлежность всех массивов к единому этапу внедрения.

*Кислогубский блок* включает группу массивов (см. рис. 1, А; 2, Б), частично представляющих тектонические блоки единой крупной залежи. Большинство их окаймлено с запада и востока оболочками габбро-амфиболитовых бластомилонитов тектонических швов с крутыми (50—80°) восточными падениями плоскостных элементов текстуры.

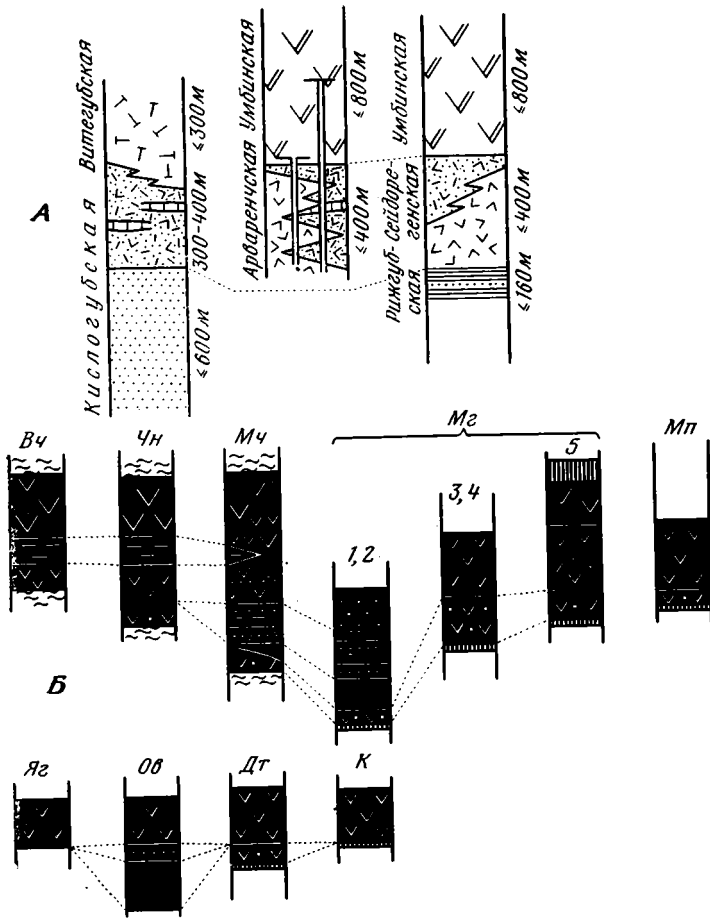


Рис. 2. Сопоставление разрезов в имандра-варзугском (А) и ультрабазит-габбровом (Б) комплексах. Условные обозначения см. на рис. 1

**Массив Волчьих тундр** является линзовидным фрагментом разреза расслоенной серии габброидов. Низы серии (до 0,5 км), обнаженные вдоль восточного края массива, сложены габбро-норитами. Трахитоидность их призматически-зернистой структуры наклонена к западу (30—50°). Вверх по разрезу эти породы через толщу (до 600 м) лабрадоритов и габбро-лабрадоритов сменяются толщей мезо- и лейкократовых габбро, иногда гиперстеновых. Менее четкая трахитоидность и полосчатость пород средней и верхней толщ выполаживаются к западу до субгоризонтальных залеганий.

**Массив Чунатундры** представляет южное продолжение предыдущего, с которым соединен узким перешейком. От Волчьетундровского этот массив отличается [15] наличием в основании разреза расслоенной серии норитов, оливковых норитов, троктолитов и лерцолитов. В поперечном сечении массива с востока на запад прослеживаются монотонные западные падения полосчатости и трахитоидности (40—60°), наклон которых нарастает к западу до 80—90°.

**Массивы Девичьих тундр, Островской и Ягельный**, расположенные непосредственно юго-восточнее и на простирании Чунатундровского, отделены от него зоной габбро-амфиболитовых бластомилонитов — частным ответвлением Седлоозерского тектонического шва. Массивы представляют части факолита. Призматически-зернистые габбро-нориты го-

ры Ягельной из юго-западного крыла факолита залегают субсогласно со слоистостью тефросланцевой толщи кислогубской свиты, слагающей здесь крыло синклинали. В Островском массиве, обнаженном в замке синклинали, габбро-нориты слагают верхнюю часть разреза массива, обращенную к ядру складки. Структурно и гипсометрически ниже их сменяет толща пироксенитов, под которой залегают толща дунит-перидотитового состава. Габбро-нориты Девичьих тундр залегают также среди тефросланцевой толщи кислогубской свиты и слагают другое крыло факолита в опрокинутом северо-восточном крыле синклинали.

Среди габброндов Девичьих тундр, в их кровле содержатся ксенолиты вмещающих пород с маломощной (до 0,5 м) оторочкой тонкозернистых габбро-норитов закалочной фации. В подошве массива меланократовые нориты с убогим хромитовым оруденением [9] отделены от вмещающих толщ метадиабазами краевой группы с миндалекаменными и флюидалными текстурами, планпараллельные ориентировки которых повторяют контакт интрузии и наклонены на юго-запад (70—80°).

Юго-восточнее массива Девичьих тундр среди кислогубских тефросланцев обнажена группа мелких тел габбро-норитов, которые залегают в присводовой части антиклинали. Ее опрокинутое крыло вмещает массив Девичьих тундр. Далее за ними располагается массив мыса Каменного (у входа в губу Кислую). Этот силл (мощностью до 200 м) контактирует в кровле и подошве с тефросланцевой толщей кислогубской свиты, субсогласно залегающей с ней в пологом (до 20°) северо-восточном крыле все той же антиклинальной складки. Планпараллельные и линейные элементы текстуры нижней габбро-норитовой и верхней габбровой зон, слагающих массив, имеют согласные с его контактами пологие (до 20°) восточные и юго-восточные падения.

**Мончетундровский массив** залегают в северном фланге Арваренчского блока и ограничен габбро-амфиболитовыми blastsмилонитами Седлоозерской и Мончетундровской тектонических зон. Массив представляет тектонический фрагмент пластовой залежи с внутренней структурой незавершенной с юго-запада мульды, шарнир которой полого (до 10°) погружается на юго-восток.

По данным бурения [15], в его разрезе расслоенной серии сверху вниз последовательно сменяются зоны: а) лейкократовых габбро (до 800 м), слагающих весь разрез западной части массива; б) дробного переслаивания габбро-норитов и габбро (до 120 м); в) габбро-норитов с пропластками плагиоироксенитов (до 600 м); г) невыдержанного по простиранию и мощности (120 м на западе и до 600 м на востоке) переслаивания пироксенитов и дунитов; д) придонная меланократовых норитов и габбро-норитов (до 200 м). В большинстве разрезов массива зона лабрадоритов и габбро-лабрадоритов отсутствует, и ее место занимает толща дробного переслаивания габбро и габбро-норитов. Габбро-лабрадориты присутствуют только в разрезе юго-восточного фаса массива, где также подстилают горизонт габбро. Границы раздела пород, полосчатости, трахитоидности в приосевой части массива имеют субгоризонтальные залегания. В восточной его части они наклонены к западу (до 50—60°), в северо-западной — на восток-северо-восток (до 20°), а в юго-западной полосчатость и трахитоидность наклонены на юго-запад.

**Мончегорский массив** имеет форму факолита с осью, изогнутой в виде левой сигмоиды. Большая часть массива обнажена и только юго-восточная (Вурэчуайвенчская) вскрыта бурением под толщами рижгубской и сейдореченской свит. Здесь массив подстилается массивными или огнейсованными тоналитами, а в остальной части биотитовыми гнейсами.

Породы краевой серии представлены в основании разреза массива почти повсеместно габбро-диабазами и метадиабазами с реликтовой суб- и офитовой структурами без видимых следов преимущественных

ориентировок. Состав этих пород по валовому составу отвечает оливиновому толеиту [19] и, по-видимому, близок к среднему составу внедренной магмы. В кровле массива метадиабазы и габбро-диабазы краевой серии (до 150 м) вскрыты бурением только в вурэчуайвенчской части, не обнаженной эрозией.

Разрез расслоенной серии в восточной и юго-восточной частях массива (горы Нюд, Поаз, Вурэчуайвенч) начинается снизу с толщи (100—800 м) норитов меланократовых, пойкилитовых с частыми и разнопротяженными линзами плагиоклазовых ортопироксенитов. Выше располагаются (до 300 м) мезо- и лейкократовые габбро-нориты, выше которых в сохранившемся полном разрезе г. Вурэчуайвенч залегает толща (300—600 м) мезо- и лейкократовых габбро. В этой части массива, между нижней зоной меланоноритов и средней габбро-норитов, располагается прерывистая зона оливиновых норитов — плагиоклазовых перидотитов мощностью до многих десятков метров. В центральной части массива (гора Сопча) место этих пород в разрезе занимают плагиоклазовые ортопироксениты, слагающие в северо-западной части массива видимые его верхи. Ультраосновная часть расслоенной серии полно представлена в северо-западной части массива (горы Травяная, Кумужья, Ниттис и западные отроги горы Сопчи). Здесь залегающие в основании этой части разреза дуниты и гарцбургиты (10—200 м) сменяются вверх, через зону дробного переслаивания (250—400 м) гарцбургитов и ортопироксенитов, зоной ортопироксенитов. С северо-востока на юго-запад мощность дунит-гарцбургитовой зоны уменьшается, а ортопироксенитовой — возрастает.

Практически во всем массиве границы раздела толщ разного состава, плоскости трахитоидности и линейность длиннопризматических плагиоклаза и ортопироксена обнаруживают согласное взаиморасположение. Они наклонены к западу-юго-западу (20—40°) с тенденцией некоторого выполаживания в том же направлении. По данным В. И. Шляхова и Х. Т. Шляховой, бурением устанавливаются участки резкого изменения мощности массива, которые образуют систему утолщений, ориентированных субсогласно с ориентировкой складок во вмещающих толщах и не обнаруживают заметного влияния на ориентировки плоскостных и линейных текстурных элементов пород массива.

**Массив Мончеполуострова** залегает в замке синклинальной складки, среди вулканитов сейдореченской свиты, и, судя по разрозненному разрезу вмещающих толщ, кровля массива располагается первыми сотнями метров ниже подошвы излившихся после внедрения умбинских базальтоидов. Разрез массива начинается с толщи (40—60 м) микродиабазов и диабазовых порфиритов краевой серии с миндалевидными сегрегациями гранофиров, инъецированной жилками норитов и габбро. Выше залегают (до 35 м) меланократовые пойкилитовые нориты с пропластками в основании толщи убогих хромитовых руд, аналогичных по положению и составу [9] таковым в основании разреза массива Девичьих тундр. Вверх по разрезу меланонориты сменяются через локально присутствующую толщу (до 60 м) меланократовых габбро-норитов мезократовыми габбро-норитами. Ими заканчивается сохранившаяся часть разреза. Эти же породы слагают западный фланг массива на п-ове Сеяваренч. Восточный фланг, вскрытый на восточном берегу оз. Большая Имандра, между пос. Имандра и Нефелиновые Пески, сложен суб- и офитовыми габбро и габбро-диабазами. Породы массива обладают призматической полосчатой текстурой, границы между зонами которой повторяют своей ориентировкой очертания синклинальной складки вмещающих пород.

*Геохимические особенности* эволюции магматических расплавов, которые продуцировали вулканогенные и интрузивные породы района, хорошо характеризуются для выбранного аспекта их рассмотрения на

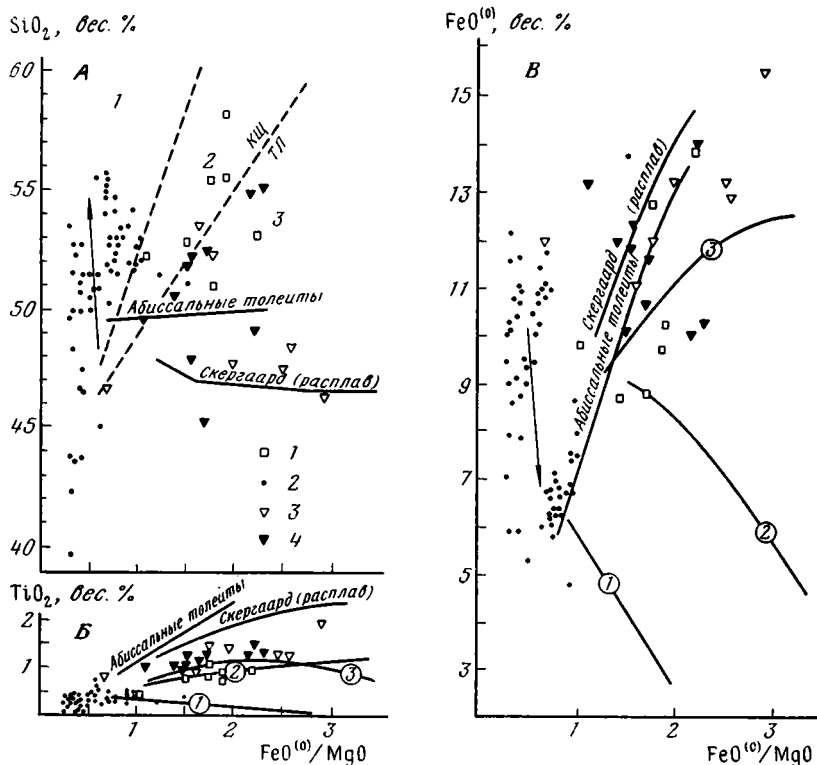


Рис. 3. Изменения содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{FeO}^{(0)}$  с изменениями отношения  $\text{FeO}^{(0)}/\text{MgO}$  в ультрабазит-габбровом и вулканогенном имандра-варзугском комплексах Главного хребта. Диаграмма включает области: типичных известково-щелочных (1), промежуточного известково-щелочного (2) и толеитового составов. Стрелка указывает тренд фракционирования. 1—вулканиты вмещающих арваренчской, сейдореченской свит; 2—ультрабазиты и габброиды Главного хребта; 3—вулканиты перекрывающей умбинской свиты; 4—подводящие дайки умбинских вулканитов

основе критериев А. Миасиро [24, 25]. Они включают как оценку трендов фракционирования, так и признаки отличия магматических серий островных дуг от срединно-океанических центров спрединга и расслоенных платформенных: а) отношение  $\text{FeO}^{(0)}/\text{MgO}$  ( $\text{FeO}^{(0)}$  представляет все железо как  $\text{FeO}$ ) в островодужных сериях превышает 2; б) содержание  $\text{SiO}_2$  там же превышает 52,5% (возрастающее с ростом  $\text{FeO}^{(0)}/\text{MgO}$  при фракционировании по типу известково-щелочных серий); в) содержания  $\text{TiO}_2$ , убывающие с ростом  $\text{FeO}^{(0)}/\text{MgO}$ ; г) присутствие в составе островодужных серий кислых и средних вулканитов.

Эти характеристики рассмотрены на прилагаемых диаграммах вариаций  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}^{(0)}$  и  $\text{TiO}_2$  в связи с изменениями отношения  $\text{FeO}^{(0)}/\text{MgO}$  (рис. 3). На диаграммы вынесены опубликованные [4, 8, 9] и собственные (подготавливаемые к публикации) данные по составам около 150 проб. Часть точек на диаграммах представляет среднее значение по нескольким пробам. На диаграммах представлены вариации составов трех естественных групп пород, выделяющихся полевыми исследованиями: а) вулканиты витегубской, арваренчской и сейдореченской свит, вмещающие ультрабазит-габбровые массивы Главного хребта; б) породы ультрабазит-габбровых массивов и в) перекрывающие разрез пород групп (а) и (б) метабазальты-пикриты умбинской свиты, а также диабазы и габбро-диабазы подводящих даек.

По присутствию в названных группах кислых и средних выплавов наибольшей степенью фракционирования выделяются вулканиты вме-

шающих толщ, представленные гомодромными дробно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой (арваренчская и сейдореченская свиты) или бимодальной (витегубская свита) сериями. Незначительные количества кислых выплавов присутствует в габброидах Главного хребта в виде гранофира, занимающего интеркумулусное положение в габбро-норитах расслоенной серии или образующего миндалевидные обособления в диабазах и габбро-диабазх краевой группы. В перекрывающих вулканитах района продукты таких выплавов не наблюдались.

Изменения содержаний  $\text{SiO}_2$  (см. рис. 3, А) в андезитах и базальтах вмещающих вулканитов охватывают интервал 51—58%, в ультрабазит-габбровом комплексе 39—56% (в небольших массивах Девичьих тундр, Мончеполуострова — 51,5—56%, а в крупных — 39—54%) и в умбинских покровах и подводящих дайках — 45—55%. Как видно из графика А, вмещающие вулканиты по содержанию кремнекислоты и тренду фракционирования отчетливо тяготеют к промежуточному известково-щелочному типу дифференциации магм с повышенной магнезиальностью. Также характеризуются эти породы по графику ковариаций  $\text{FeO}^{(o)}$  и  $\text{FeO}^{(o)}/\text{MgO}$  (см. рис. 3, В). Ультрабазит-габбровые комплексы по этим же показателям относятся к высокомагнезиальным породам известково-щелочного типа дифференциации, что противоречит выводам Е. К. Козлова [8] и В. С. Докучаевой [4]. Породы перекрывающих вулканитов умбинской свиты и их подводящих даек обнаруживают принадлежность к толеитовому типу.

По вариациям содержаний  $\text{TiO}_2$  (см. рис. 3, Б) точки составов вмещающих вулканитов располагаются вдоль границы полей промежуточного известково-щелочного и толеитового составов с содержаниями  $\text{TiO}_2$  в интервале 0,5—1%. В породах ультрабазит-габбрового комплекса содержания  $\text{TiO}_2$  не превышают 0,5% и отчетливо убывают с ростом железистости пород вдоль границы поля собственно известково-щелочных составов. Умбинские покровы метабазальтов и их подводящие дайки на диаграмме представлены группой точек в поле толеитов.

По величине отношения  $\text{FeO}^{(o)}/\text{MgO}$  подавляющее большинство точек составов пород всех групп располагается в поле диаграмм со значениями менее 2. Вместе с тем вулканиты вмещающих толщ имеют интервал значений 1,5—2, ультрабазит-габбровые массивы — менее 1, а умбинские вулканиты и их подводящие дайки — 1,5—3. Обращает внимание стабильность и узкий интервал значений этого отношения для пород ультрабазит-габбрового комплекса вообще и для отдельных групп массивов в частности. Так, для Мончегорского и Волчъетундровского массивов большинство точек располагается в интервале значений 0,3—0,5, а для массивов Девичьих тундр и Мончеполуострова 0,5—1. В этой группе пород помимо очевидной близости и единства эволюции составов разноудаленных массивов заметна некоторая повышенная магнезиальность пород в крупных массивах, что может служить основанием для предположения о частичном фракционировании магм во время их подъема и до накопления в конечной камере. В целом же, как видно, для пород всех рассматриваемых групп района характерна повышенная магнезиальность.

В дополнение к этому имеющиеся данные по породам ультрабазит-габбрового комплекса показывают довольно высокие содержания  $\text{Sr}_2\text{O}_3$ , наибольшие в дунитах и перидотитах (0,4—0,6%) и несколько меньшие в габброидах (0,1—0,4%). Концентрация NiO меняется от ультраосновных к основным разностям от 0,2—0,3 до 0,05—0,25% и также довольно высока. В противоположность этим элементам содержание калия в них не превышает 0,3—0,5% (при сумме щелочей не более 1—2%) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,02—0,05%. Первичные величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  по разным определениям существенно различаются: 0,7015 в ультрабазит-

тах и 0,7035 в габбро-норитах Мончегорского массива [23] и 0,7026 в пироксенитах — габброидах Мончетундровского [22], но в целом показывают некоторое обогащение расплавов стронцием против примитивных базальтоидных магм.

Таким образом, по направленности фракционирования магматические образования района приближаются к островодужным фанерозойским, но отличаются повышенной магнезиальностью. Обращает внимание заметное убывание фракционирования магм во времени: наименее фракционированными являются наиболее поздние продукты умбинских извержений. Этот процесс может отражать либо нарастание степени проницаемости коры по мере тектонической эволюции района, либо перемещение очагов генерации магм в более высокие горизонты литосферы. В связи с наличием под Имандра-Варзугской структурой остаточного поднятия высокоскоростного сейсмического слоя (бывший аномальной мантии?) последнее предположение представляется более вероятным. Данные по высоким содержаниям  $MgO$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $NiO$ , низким содержаниям  $TiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ , присутствию в разрезах ультрабазит-габбрового комплекса кумулятивных обособлений хромитов и мощных пластов ультраосновных дифференциатов в нижних горизонтах, присутствию в разрезах умбинской свиты пикритов характеризуют продукты фракционирования не толеитовых, а, по-видимому, более основных примитивных расплавов, близких по составу к пикритам, магмогенерирующие источники которых были, вероятно, связаны с областью поднимающегося диапира верхней мантии.

### ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Для обоснования существующего представления о принадлежности ультрабазит-габбрового комплекса Главного хребта к субплатформенным интрузиям [5, 7, 12, 15, 16, 18, 19] явно недостаточно приводимых данных о прорывании породами ультрабазит-габбрового комплекса осадочно-вулканогенных «геосинклинальных» толщ имандра-варзугской и тундровой серий, а также расслоенность слабо деформированных факолитовых интрузивных залежей. Очевидно, что решающими для такого представления были бы данные о залегании этих интрузий среди толщ платформенных осадков или прорывании ими позднеорогенных формаций. Такие данные по району Главного хребта и по прилегающим территориям отсутствуют. В противоположность им известно, что массивы Главного хребта, Панских и Федоровых тундр, Цагинский массив и имандра-варзугские вулканы прорываются интрузиями орогенных щелочных гранитов-сиенитов [20, 21].

Приводимые материалы показывают, что внедрение ультрабазит-габбровых массивов Главного хребта предварялось извержениями дробно дифференцированных вулканических высокомагнезиальной известково-щелочной серии и завершалось излияниями слабо дифференцированных пикрит-базальтов. По отношению к первым расслоенные массивы имеют интрузивные контакты с образованием закалочных эндоконтактных фаций и захватом ксенолитов; слабо фракционированные пикрит-базальты прорывают своими подводными каналами интрузии и вмещающие их толщи. По этим данным и тому, что вмещающие и перекрывающие вулканы и осадки деформированы в складки, замковые части которых вмещают ультрабазит-габбровые интрузии, по-видимому можно предполагать, что эти интрузии относятся к категории синтетектонических. Преобладающая наряду с этим призматически-зернистая суб- и офитовая структура интрузивных пород и близость (сотни метров) кровли их массивов к подошве перекрывающих вулканических пикрит-базальтовых покровов показывают, что становление массивов происходило в приповерхностной части разреза палеокоры региона.

В целом наблюдаемые полевые соотношения продуктов эволюции базальтоидных магм района отражают их принадлежность к единому тектоно-магматическому этапу, а состав и направленность фракционирования и формационный состав сопряженных осадков — островодужный геодинамический режим их формирования. Из сказанного вытекает, что ультрабазит-габбровые комплексы Главного хребта и, вероятно, всей Имандра-Варзугской зоны не могут сопоставляться и с офиолитовыми ассоциациями фанерозоя, поскольку в тектонотипических районах (Урал, Аппалачи, Кипр и др.) такие ассоциации структурно и стратиграфически подстилают островодужные серии.

В конечном итоге все изложенное приводит к следующему вопросу: представляет ли геодинамический режим формирования таких массивов некую особенность докембрийских складчатых поясов или, если подобные режимы воспроизводились в фанерозое, не является ли этот тип ультрабазит-габбровых массивов самостоятельным?

#### Литература

1. *Беляев О. А., Загородный В. Г., Петров В. П., Волошина З. М.* Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977, 88 с.
2. *Бологов В. И.* Первичная природа лептитовых ассоциаций кольско-беломорского комплекса.— В кн.: Первичная природа и геохимия метаморфических пород докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Карельского фил. АН СССР, 1979, с. 63—70.
3. *Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Московченко Н. И., Прияткина Л. А., Пушкарев Ю. Д.* Метаморфические комплексы и пояса восточной части Балтийского щита.— В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., 1971, с. 5—23.
4. *Докучаева В. С.* Петрохимия ультраосновных — основных пород Мончегорского плутона.— В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты: Изд-во Карельского фил. АН СССР, 1975, с. 76—90.
5. *Елисеев Н. А.* Петрология и металлогения ультраосновных и основных никеленосных интрузий Кольского полуострова.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Л.: Недра, 1960, с. 391—394.
6. *Жиров К. К., Шестаков Г. И., Рюнгенен Г. И., Кравченко Э. В.* Радиологическое определение возраста катархейских образований Кольского полуострова.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 9, с. 3—23.
7. *Козлов Е. К., Юдин Б. А., Докучаева В. С.* Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л.: Наука, 1967, 165 с.
8. *Козлов Е. К.* Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973, 288 с.
9. *Козлов М. Т., Латышев Л. Н., Докучаева В. С., Бартевев И. С., Шляхова Х. Т., Костин С. М., Пахомовский Я. А.* Новый тип хромитового оруденения в кварцевых габбро-норитах Мончегорского рудного района.— В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты: Изд-во Карельского фил. АН СССР, 1975, с. 108—125.
10. *Кориковский С. П.* Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979, 264 с.
11. *Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Платоненкова Л. Н., Кокорина Л. К.* Опорные сейсмические разрезы земной коры Карело-Кольского геоблока.— В кн.: Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978, с. 74—99.
12. *Полканов А. А., Герлинг Э. К.* Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 7—102.
13. *Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И.* Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978, 136 с.
14. *Порогова Г. А., Былинский Р. В.* Глубинное строение по результатам региональных геофизических исследований.— В кн.: Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978, с. 99—112.
15. *Соколова В. Н.* Новые данные о геологическом строении интрузивного комплекса Монче-Чуна-Волчьих тундр (Кольский полуостров).— Сов. геология, 1976, № 6, с. 100—111.
16. *Соколова В. Н.* Расслоенные интрузии Имандра-Варзугской зоны (Кольский полуостров).— Сов. геология, 1979, № 9, с. 70—83.
17. *Тугаринов А. И., Бибикина Е. В., Грачева Т. В., Махаров В. А.* Цирконовая хронология восточной части Балтийского щита.— В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976, с. 128—135.
18. *Харитонов Л. Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1966, 359 с.



19. Шарков Е. В. О формационной характеристике габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорского плутона.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 153—157.
20. Юдин Б. А. Контактново-метасоматические изменения основных пород Цагинского массива под влиянием щелочно-гранитной магмы.— В кн.: Магматические образования Кольского полуострова. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1962<sub>1</sub>, с. 81—88.
21. Юдин Б. А. Щелочные граниты района Главного хребта Волчьих, Монче- и Чунатундр.— В кн.: Магматические образования Кольского полуострова. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1962<sub>2</sub>, с. 89—108.
22. Birck J. L., Allegre C. I.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  systematics of Muntshetundra mafic pluton Kola Peninsula, USSR.— Earth and Planet Sci. Lett., 1973, v. 20, № 2, p. 226—283.
23. Lippert H. J., Wasserburg G. Rb—Sr mineral isochron ages of Monche Tundra rocks Kola Peninsula bearing excess argon.— Fortschr. Mineral, 1973, v. 50, № 3, p. 102—104.
24. Myashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc.— Earth and Planet Sci. Lett., 1973, № 19, p. 218—224.
25. Myashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites.— J. Geol., 1975, № 83, p. 249—281.

Геологический институт  
АН СССР

Поступила в редакцию  
24.III.1980

УДК 551.242.51 (470.2)

ГАРБАР Д. И.

**ТЕКТОНИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ БАЛТИЙСКОГО ШИТА  
И РУССКОЙ ПЛИТЫ**

В статье на основании анализа данных комплексного геологического картирования и изучения глубинного строения земной коры рассматриваются тектонические особенности зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты и взаимосвязь ее глубинных и поверхностных структурных элементов.

Вопросы геологии и тектоники рассматриваемой территории издавна привлекали внимание геологов. Первые работы носили умозрительный характер и опирались на единичные факты, почерпнутые в основном из материалов изучения геоморфологии района.

Принципиально новыми были представления А. П. Карпинского [7] о роли глубинных разломов в строении Восточно-Европейской платформы и ее крупнейших элементов. Тезис об определяющей роли тектоники в формировании крупнейших элементов региона получил развитие в работах А. А. Полканова, посвященных проблемам сочленения Балтийского щита и Русской плиты.

А. А. Полканов [10, 11] высказал мысль о том, что эта зона представляет собой так называемую большую флексуру, а в кристаллическом основании — серию чередующихся горстов и грабенов, к последней приурочены такие крупные водоемы, как Ладожское и Онежское озера и Финский залив.

В дальнейшем вопрос о тектонических особенностях этой территории рассматривался в работах автора и его коллег [1—8].

В последние годы завершилось комплексное геологическое картирование зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты. В результате этих работ получено большое количество новых материалов по геологии района, его геофизическим особенностям и глубинному строению. Все это дало основание еще раз рассмотреть вопрос о тектонических особенностях территории и о взаимосвязи ее глубинных и поверхностных структурных элементов.

В пределах рассматриваемой территории по материалам комплексной интерпретации геологических и геофизических данных в настоящее время выделяется (рис. 1) серия жестких глыб — структур типа срединных массивов: Ладожский (I), Северо-Онежский (II), Белозерский (III), которые сложены сильнометаморфизированными и гранитизированными породами архейского — раннепротерозойского возраста. Друг от друга массивы отделены синклинорными зонами: Западно-Ладожской (IV), Восточно-Ладожской (V), Чудско-Онежской (VI), образованными породами ранне-среднепротерозойского возраста. Срединные массивы и разделяющие их синклинорные зоны составляют комплекс структур кристаллического основания. Последние нередко оказываются осложненными раннеплатформенными структурами иотнийского и рифейского возраста.

В современном структурном плане фундамент осложнен системой чередующихся ступенчатых горстов и грабенов, сформировавшихся, ве-

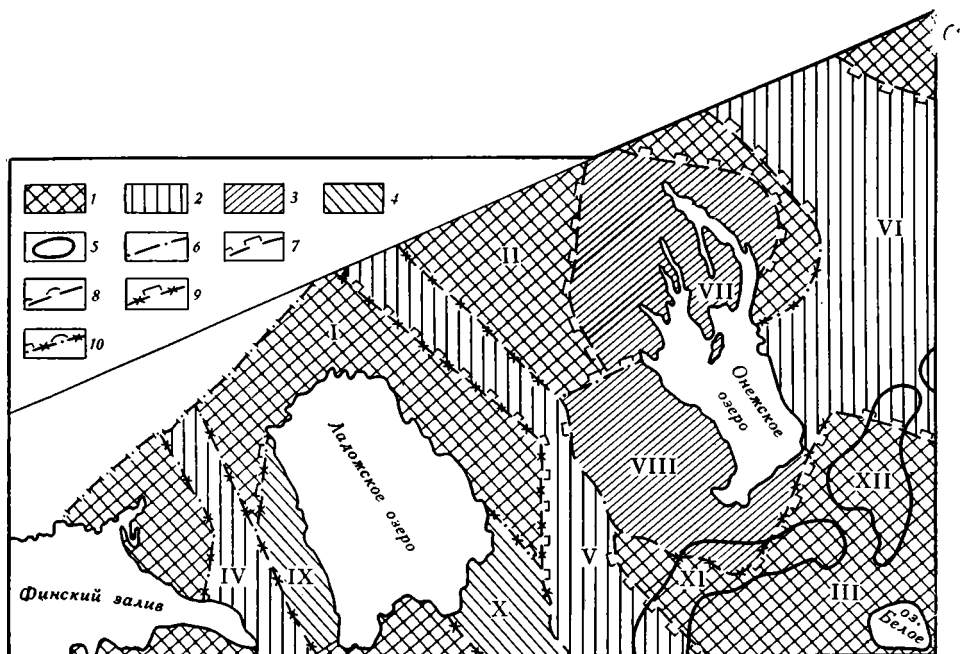


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты

**Протогеосинклинальные комплексы:** 1 — срединные массивы — блоки (I — Ладожский, II — Северо-Онежский, III — Белозерский); 2 — межблоковые синкликорные зоны (IV — Западно-Ладожская, V — Восточно-Ладожская, VI — Чудско-Онежская (ее Восточно-Прионежская часть)). **Субплатформенные комплексы:** 3 — синклинальные структуры (VII — Заонежская, VIII — Западно-Онежская); 4 — депрессии (IX — Приозерская, X — Пашская). **Платформенные комплексы:** 5 — структуры осадочного чехла: купола, валы (XI — Кильозерский вал, XII — Заонежский вал). **Разрывные нарушения:** 6 — установленные по совокупности прямых геологических признаков; 7 — установленные по магнитометрическим данным; 8 — установленные по гравиметрическим данным; 9 — отраженные на космических снимках; 10 — установленные по совокупности прямых и косвенных данных

роятно, в послелиотнийское время и накладывающихся на комплекс раннеплатформенных структур. Это грабен Финского залива, Карельский грабен, Ладожский грабен, Онежско-Ладожский горст, Онежский грабен, Восточно-Прионежский горст, Воже-Лачский грабен и т. д.

В рамках перечисленных современных структур выделяются [3—6] следующие основные элементы (рис. 2): 1) Восточно-Балтийская ступень; 2) Центральное поднятие Карельского перешейка; 3) Приозерская ступень — эти три элемента образуют Карельский горст; 4) Валаамский выступ; 5) Восточно-Ладожская ступень — эти два элемента образуют Ладожский грабен; 6) Салминская ступень; 7) Центральное поднятие Онежско-Ладожского перешейка; 8) Крестнозерская ступень — 6, 7 и 8-й элементы образуют Онежско-Ладожский горст; 9) Западно-Онежская ступень; 10) Заонежский выступ и 11) Восточно-Прионежская ступень — 9, 10 и 11-й элементы образуют Онежский грабен и 12) Водлозерский выступ, который образует Восточно-Прионежский горст. Что же касается Воже-Лачской ступени (13) и Восточно-Онежского поднятия (14), то они образуют, вероятно, самостоятельные структуры. Границы горстов и грабенов, как правило, совпадают с границами блоков земной коры, что свидетельствует об унаследованности основных тектонических элементов региона.

Отдельные элементы этих структур смещены по вертикали один относительно другого на сотни метров, а сами структуры — на километры.

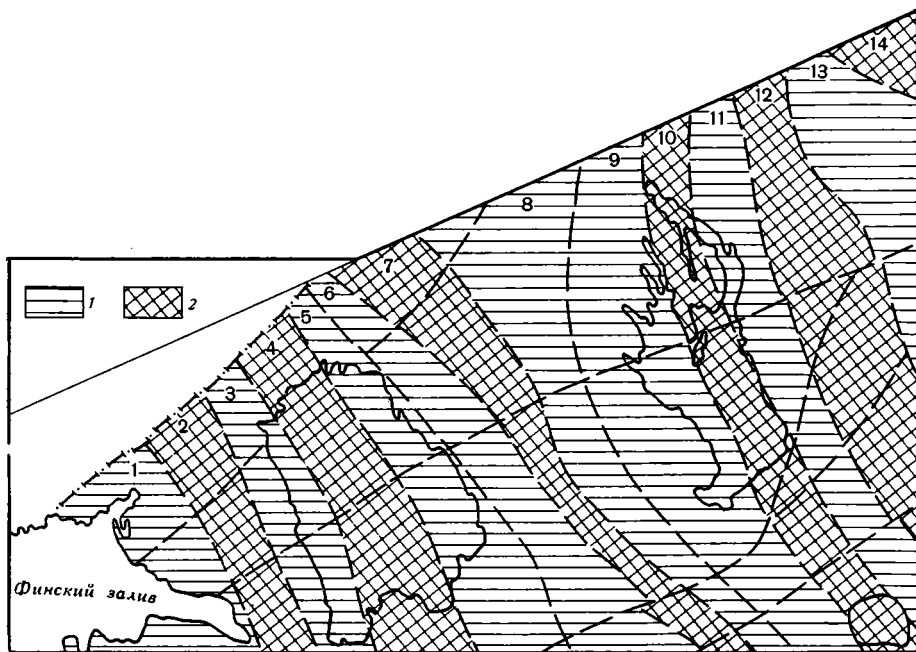


Рис. 2. Схема основных элементов современного структурного плана поверхности кристаллического основания

1 — ступени; 2 — поднятия

Цифрами обозначены структуры современной поверхности кристаллического основания: 1 — Восточно-Балтийская ступень; 2 — Центральное поднятие Карельского перешейка; 3 — Приозерская ступень; 4 — Валаамский выступ; 5 — Восточно-Ладожская ступень; 6 — Салминская ступень; 7 — Центральное поднятие Онежско-Ладожского перешейка; 8 — Крестнозерская ступень; 9 — Западно-Онежская ступень; 10 — Заонежский выступ; 11 — Восточно-Прионежская ступень; 12 — Володозерский выступ; 13 — Воже-Лачская ступень; 14 — Восточно-Онежское поднятие

В пределах основных структур отмечаются блоки низшего порядка. С уменьшением ранга структур уменьшается и амплитуда их относительных смещений.

В осадочном чехле отмечается ряд крупных структур послерифейского возраста, таких, как Пашский грабен (часть Ладожского грабена), Крестецкий авлакоген. Здесь же отмечается и ряд морфологических элементов рельефа, являющихся, вероятно, отражением дизъюнктивных нарушений и дислокаций фундамента, — Ордовикский глинт, Карбоновый уступ (глинт).

В фанерозойское время в зоне сочленения Балтийского щита и Русской плиты сформировался и ряд пликативных структур осадочного чехла. Последние, как правило, пространственно совмещены с основными дизъюнктивными структурами района.

В новейшее время тектоническая активность территории продолжала оставаться достаточно высокой. Об этом свидетельствует образование многочисленных «древних долин», У-образный характер многих долин современных рек и ряд других явлений [5, 8, 9]. Все они, как правило, приурочены к «древним» разломам в фундаменте.

Анализ имеющегося фактического материала, включающего геолого-геофизические элементы современного строения кристаллического основания и осадочного чехла, основные элементы современной поверхности территории, закономерности ее физических полей, ее геохимические особенности, главные линеаменты региона, выявленные путем дешифрирования аэрокосмических и высотных снимков, — позволил автору наметить

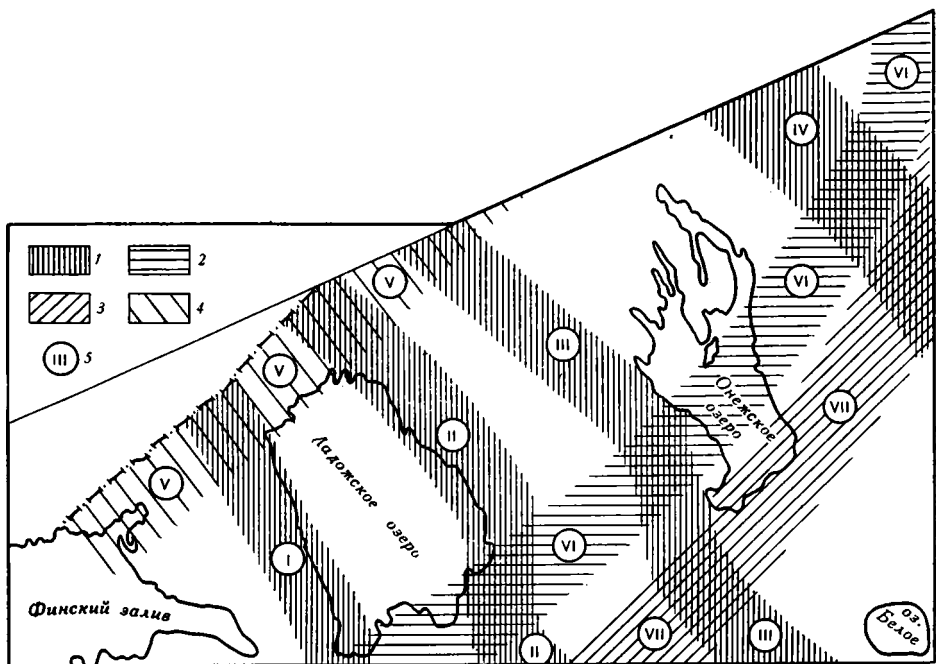


Рис. 3. Схема размещения зон тектонической активизации  
 Время последнего, наиболее интенсивного проявления активизации: I — позднерифейское; 2 — позднеордовикское; 3 — позднекаменноугольное; 4 — неустоановленное; 5 — зоны тектонической активизации: I — Западно-Ладожская, II — Восточно-Ладожская, III — Западно-Онежская, IV — Восточно-Прионежская, V — Северо-Ладожская, VI — Чудско-Онежская, VII — Ильменско-Онежская

в пределах зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты ряд зон тектонической активизации (рис. 3).

За пределами рассматриваемой территории выделена также Чудско-Псковская зона тектонической активизации, совпадающая с простиранием Чудского и Псковского озер.

Тектоническая активность указанных зон проявлялась с раннего докембрия и по настоящее время. Однако если попытаться установить время последнего наиболее интенсивного проявления тектонической активизации, то можно считать, что для Западно-Ладожской, Восточно-Ладожской и Восточно-Прионежской оно было позднерифейским; для Чудско-Онежской им может считаться позднеордовикское время; для Ильменско-Онежской — позднекаменноугольное. Что касается Северо-Ладожской и Чудско-Псковской, то возраст формирования этих зон проблематичен, но, судя по наличию многочисленных проявлений дизъюнктивной тектоники в гранитах рапакиви, абсолютному возрасту свинцов, извлеченных из жил в этих гранитах (для Северо-Ладожской зоны), наличию так называемой Гдовской дислокации (в Чудско-Псковской зоне) и ряду других признаков, можно считать, что эти зоны окончательно сформировались в фанерозойское время, хотя были заложены, как и большинство перечисленных выше зон, еще в раннем докембрии.

Большая часть выделенных зон тектонической активизации находит продолжение за пределами рассматриваемой территории. Так, Западно-Ладожская и Восточно-Ладожская зоны прослеживаются далеко на север в пределы Финляндии, где переходят соответственно в Каталахтинскую медно-никелевую и Виханти-Оутокуминскую медную рудные зоны Ладожско-Ботнического рудного пояса; Северо-Ладожская зона в направлении на запад за пределами СССР находит продолжение в свинцово-цинковой рудной зоне Айяла-Ориярви, прослеживающейся на тер-

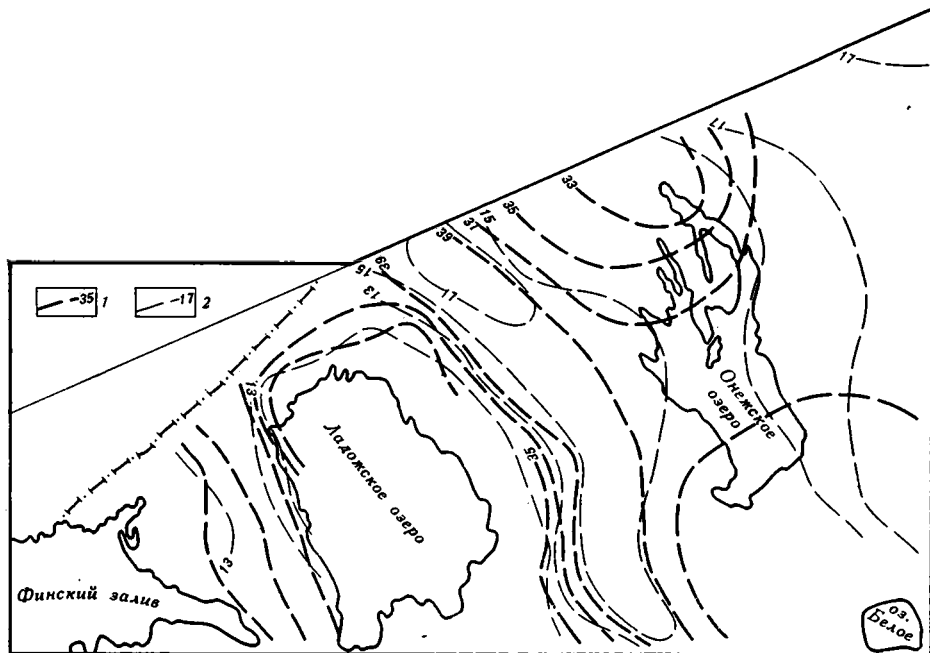


Рис. 4. Карта расчетных глубин залегания поверхностей Мохоровичича и Конрада 1 — стратоизогипсы поверхности Мохоровичича; 2 — стратоизогипсы поверхности Конрада

ритории Финляндии вдоль северного побережья Финского залива; Чудско-Онежская зона на западе в пределах Эстонии продолжается в виде Хийумско-Нарвского глубинного разлома [12]. Аналогичным образом прослеживается и Чудско-Псковская зона.

Практически все зоны активизации совпадают или телескопически накладываются на зоны, разделяющие крупнейшие структуры не только кристаллического основания, но и современные структуры земной коры, обрамляя указанные выше блоки и массивы. Это в значительной степени предопределяет их перспективность с точки зрения возможной локализации в них проявлений рудных полезных ископаемых. Ряд локальных проявлений рудных полезных ископаемых уже обнаружен в пределах рассматриваемого региона и практически все они приурочены к той или иной зоне активизации. Особое внимание привлекают так называемые узлы пересечения различных зон. Все они выражены в аномальных структурах рельефа кристаллического основания, к ним приурочены аномалии современного рельефа, высокоинтенсивные локальные аномалии физических полей, а также большинство немногочисленных пока проявлений сульфидной, медно-никелевой, полиметаллической, редкометальной и редкоземельной минерализации.

При рассмотрении карт рельефа поверхностей Мохоровичича и Конрада в пределах зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты выделяются следующие основные структуры: Ладожский, Северо-Онежский и Белозерский купола (рис. 4). Аналогичные по очертаниям, хотя нередко и противоположные по знаку, структуры отмечаются и на схемах вторых производных поля силы тяжести.

Не вдаваясь в вопрос о том, как объясняется совмещение поднятия в районе Ладожского озера в поверхностях Мохоровичича и Конрада с региональной положительной аномалией поля силы тяжести, с одной стороны, и поднятия в поверхностях Мохоровичича и Конрада в Северном Прионежье и Белозерье с отрицательными аномалиями поля силы

тяжести — с другой, обратим внимание на то, что если купол в поверхностях Мохоровичича и Конрада и аномалия поля силы тяжести придутся на центральную часть Ладожского озера, то центральные части Северо-Онежского и Белозерского куполов расположены севернее и южнее Онежского озера, а граница их раздела проходит по линии Петрозаводск — Пудож.

Можно предположить, что формирование этих основных структур земной коры предопределило основные черты геологического строения региона вообще и зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты в частности.

Вероятно, еще в архейско-раннепротерозойское время на рассматриваемой территории сформировались три крупные региональные структуры: Ладожский, Северо-Онежский и Белозерский блоки (см. рис. 1). В послекарельское время после снятия напряжений тангенциального сжатия в районе широко проявились процессы мантийного диапиризма. Можно предположить, что проявление процессов мантийного диапиризма ознаменовало переход к авлакогенной стадии развития территории [13].

Процесс подъема мантийного вещества сопровождался повышением тектонических напряжений в сводовых частях структур. В результате разрядки тектонических напряжений сводовые части структур оказались ослабленными, и на их месте образовались инверсионные тектонические отрицательные структуры, в которых и происходило накопление осадочных образований итулия, иотния и рифея.

В дальнейшем, в позднерифейское время в процессе формирования главных структур Восточно-Европейской платформы (поднятия Балтийского щита и опускания Русской плиты) и их обособления северная часть структур оказалась поднятой и подверглась эрозии.

Тектонические движения в зоне сочленения Балтийского щита и Русской плиты продолжались и в послерифейское время. В послевендское время рассматриваемая территория вступила в плитную стадию развития Восточно-Европейской платформы. Основными этапами развития территории на плитной стадии, вероятно, явились позднеордовикские, позднедевонские, позднекаменноугольные и голоценовые движения. В это время наряду с движениями отдельных блоков были широко распространены движения целых систем блоков, ориентированных в основном с учетом сформировавшейся к этому времени границы щита.

В процессе этих движений формировались названные выше зоны активизации. Однако и в этом случае определяющую роль и в формировании, и в ориентировке, и в развитии зон активизации играли основные структуры земной коры в пределах региона — Ладожская, Северо-Онежская и Белозерская. При этом сохранялись основные направления тектонических движений, характерные для данного региона: северо-западное, северо-восточное, субмеридиональное и субширотное. В процессе блоковых подвижек сформировались такие элементы современного рельефа Обонежья и Приладожья, как острова Валаамского архипелага и Заонежья, шхеры северного Приладожья, куэстообразные выступы иотнийских пород в Западном Прионежье и т. д. [5, 6].

К началу четвертичного периода здесь проявились унаследованные движения по древним ослабленным зонам. При этом наиболее активными были движения вдоль границы Балтийского кристаллического щита и Русской плиты. Знак движений менялся, а сама зона перемещалась либо на юг, либо на север, но всегда субпараллельно первоначальному положению [2].

В среднем голоцене после спуска через р. Свирь талых ледниковых вод произошло последнее слияние Северо-Онежского и Белозерского (Южно-Онежского — по [2]) бассейнов.

Интенсивные тектонические движения, имевшие место в продолжении всего четвертичного периода и продолжающиеся в настоящее время [1],

привели к перекосам отдельных частей котловин Ладожского и Онежского озер, к погружению Заонежского полуострова и затоплению береговых валов и археологических стоянок (возраст 6000—7000 млн. лет) на берегах озер и другим изменениям в рельефе территории.

Таким образом:

1. Основными структурами, чье формирование и развитие предопределили всю тектоническую историю зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты, являются такие структуры земной коры, как Ладожская, Северо-Онежская и Белозерская, уходящие корнями в верхнюю мантию.

2. Именно на территории этих структур сформировались и сохранились наиболее древние элементы структурного плана региона — срединные массивы (блоки), а в разделяющих их пространствах сохранились образования протерозойских синклинорных структур.

3. В послерифейское время развитие структур шло по линии их усложнения.

4. Процесс усложнения структурного плана территории происходил в фанерозойское и продолжается в настоящее время. При этом постоянную определяющую роль играют глубинные структуры земной коры. Роль последних в настоящее время лишь начинает проясняться и, вероятно, по мере накопления знаний будет все более увеличиваться. Об этом, в частности, может свидетельствовать и факт приуроченности последнего Эстонского землетрясения к Чудско-Онежской зоне активизации, т. е. к зоне, проходящей как раз вдоль южных границ Ладожского и Северо-Онежского блоков и отделяющей их соответственно от Новгородского и Белозерского блоков.

#### Литература

1. *Бабак В. И., Гарбар Д. И., Касаткин Ф. Г., Сим Л. А.* Тектонические условия формирования и тенденции развития котловины Онежского озера.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1979, № 12, с. 44—50.
2. *Бискэ Г. С., Лак Г. Ц., Лукашов А. Д.* Береговые образования Онежского озера и их связи с неотектоникой.— В кн.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, 1966, с. 17—23.
3. *Вигдорчик М. Е., Гарбар Д. И., Кабаков Л. Г., Оганесова А. М., Орлова С. Д., Пырерко Б. А., Спиридонова Е. А.* Развитие структурного плана юго-западного обрамления впадины Онежского озера.— В сб.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 30—32.
4. *Вигдорчик М. Е., Гарбар Д. И.* Строение южного склона Балтийского щита.— В кн.: Геологический путеводитель по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому водному пути им. В. И. Ленина. Л.: Наука, 1968, с. 30—32.
5. *Гарбар Д. И.* История геологического развития Центральной и Восточной частей Онежско-Ладожского перешейка в архее — верхнем протерозое (иотнии) и возможные пути рудообразования.— В сб.: Тезисы докладов на конференции «Геология и полезные ископаемые докембрия КАССР». Петрозаводск, 1969, с. 13—15.
6. *Гарбар Д. И.* Иотний юго-западного Прионежья. Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минерал. наук, Л.: ЛГИ им. Г. В. Плеханова, 1970, 18 с.
7. *Карпинский А. П.* К тектонике Европейской России. Изд-во АН СССР, 1919, с. 170—195.
8. *Лукашов А. Д.* Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976, 108 с.
9. *Можжаев Б. Н.* Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. Л.: Недра, 1973, 230 с.
10. *Полканов А. А.* Тектоника, кинематика и магматизм эпохи хогландия — иотния южной части Балтийского щита.— В сб.: Доклады Всесоюзного петрографического совещания АН СССР. М., Госгеолтехиздат, 1955, с. 400—419.
11. *Полканов А. А.* Геология хогландия — иотния Балтийского щита.— В кн.: Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1956, вып. 6. 122 с.
12. *Пуура В. А., Судов Б. А.* О зонах платформенной тектонической активизации южного склона Балтийского щита и их металлогении.— Изв. АН ЭССР. Химия, Геология, 1976, т. 25, № 3. с. 206—213.
13. *Хаин В. Е.* Региональная неотектоника. М.: Недра, 1977. 359 с.

Севзапгеология  
Министерства геологии РСФСР,  
Ленинград

Поступила в редакцию  
17.IV.1978



УДК 551.242.31 (234.85 + 235.2)

**КАРАУЛОВ В. Б.****ЭТАПНОСТЬ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ  
УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА В ДЕВОНСКОМ ПЕРИОДЕ**

Сравнительное изучение девонских геологических формаций западной части Урало-Монгольского складчатого пояса позволило наметить для всей рассмотренной площади этапы развития. Со второй половины силура до конца девона выделяется три этапа: позднесилурийско-раннедевонский, среднедевонский и позднедевонский. Начало следующего этапа приходится на турнейский век раннего карбона. Каждый этап начинается фазой погружения и растяжения земной коры и завершается фазой преобладающего воздымания и сжатия. Процессы растяжения и сжатия, чередуясь во времени, охватывали огромные пространства Урало-Монгольского пояса и смежных платформ. Объяснение выявленной периодичности возможно с позиций пульсационных геотектонических гипотез.

Выявление естественных этапов геологического развития отдельных участков земной коры способствует установлению закономерностей их тектонической эволюции и формирования залежей полезных ископаемых, а также уточнению региональных стратиграфических схем. Этапность развития конкретных складчатых систем достаточно определенно устанавливается в результате анализа строения вертикальных рядов геологических формаций и распространения перерывов и несогласий. Проведенная автором работа по сравнительному изучению девонских геологических формаций западной части Урало-Монгольского пояса позволила сделать ряд выводов, касающихся времени проявления и направленности тектонических движений в пределах этой крупнейшей структуры в течение девонского периода. В основу работы положено обобщение опубликованных материалов [25 и др.], дополненных результатами личных наблюдений автора в пределах Рудного и Южного Алтая, в смежных районах Иртышско-Зайсанской системы и Горного Алтая, а также в восточной части Урало-Монгольского пояса.

Геологические формации девонского возраста очень широко распространены в Урало-Монгольском складчатом поясе, в том числе в его западной части. Они входят в состав геосинклинального комплекса герцинид, либо слагают постгеосинклинальные структуры в пределах каледонских и более древних складчатых сооружений. Девонские отложения достаточно хорошо изучены в районах, где складчатое основание молодой платформы выходит на поверхность, и вскрыты бурением на многих участках под чехлом Западно-Сибирской, Туранской и Тимано-Печорской плит.

На схеме тектонического районирования западной части Урало-Монгольского пояса (рис. 1) видно, что более половины рассматриваемой площади занято герцинскими складчатыми областями, в составе которых выделяются внутренние и внешние зоны. К внутренним зонам герцинид относятся структуры восточного склона Урала, северной части Южного Тянь-Шаня, Иртышско-Зайсанской и Томь-Кольванской складчатых систем, юго-восточной части Джунгаро-Балхашской системы и некоторых других складчатых сооружений. На геосинклинальном этапе развития

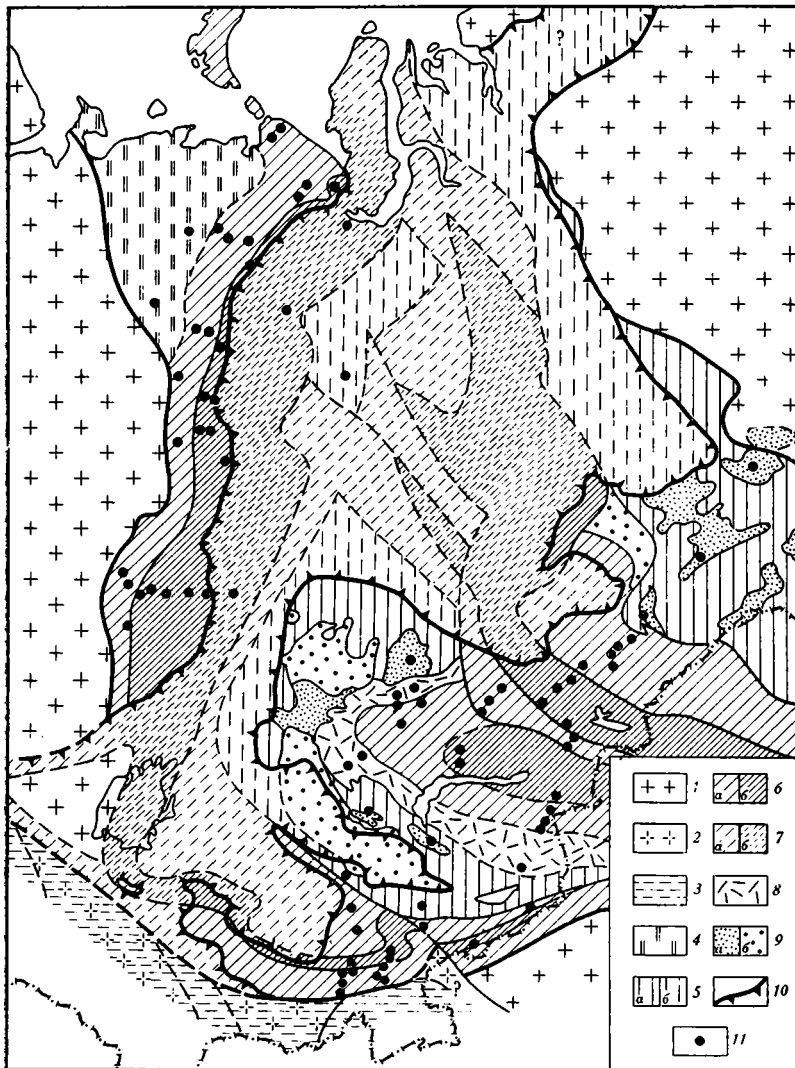


Рис. 1. Схема тектонического районирования западной части Урало-Монгольского пояса 1 — древние платформы, 2 — крупные тектонические блоки с добайкальским (?) складчатым основанием, 3 — Средиземноморский пояс, 4 — байкальские (?) складчатые сооружения под чехлом Тимано-Печорской плиты, 5 — байкальские и каледонские складчатые сооружения, нерасчлененные: а — в пределах выступов, б — под чехлом молодой платформы, б — герцинские складчатые сооружения в пределах выступов: а — внешние зоны, б — внутренние зоны, 7 — то же под чехлом молодой платформы, 8 — Казахстанский девонский вулканический пояс, 9 — впадины на догерцинском складчатом основании: а — среднепалеозойские, б — средневерхнепалеозойские, 10 — граница сплошного распространения осадочного чехла Западно-Сибирской плиты, 11 — положение опорных разрезов девонских отложений

эти зоны являлись наиболее подвижными и проницаемыми участками геосинклинальных областей и обладали утоненной земной корой океанического типа. Внешние зоны герцинид в отличие от внутренних формировались на сравнительно слабо переработанном консолидированном фундаменте, представленном более древними складчатыми сооружениями, обладавшими к моменту повторного вовлечения в геосинклинальное развитие сравнительно мощной земной корой континентального типа. По составу девонских геологических формаций четко различаются внешние зоны двух типов — западноуральского (западный склон Урала, большая

Система	Отдел	Средний и Северный Урал						Южный Урал							
		Поллярный Урал	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Девонская	Верхний	Турнейский							?						
		Томанский													
	Средний	Франский													
		Жидетский		?	?										
	Нижний	Зейфельский													
		Лудловский													
	Верхний	Ситуринский													
		Лудловский													

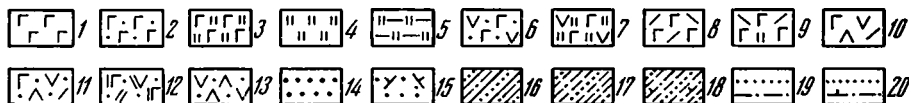
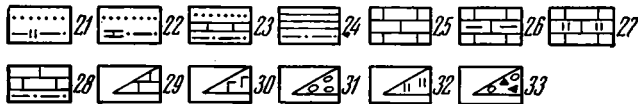
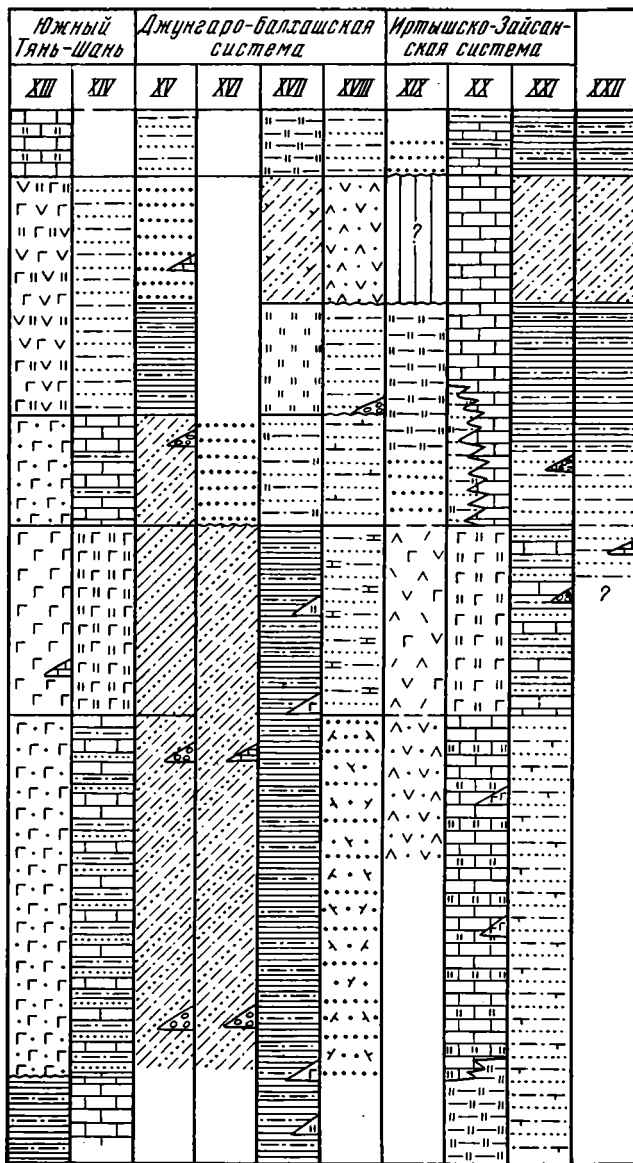


Рис. 2. Схема сопоставления девонских формаций внутренних зон герцинских складчатых областей

Геологические формации: 1 — диабазовая, 2 — диабазовая обломочная, 3 — кремнисто-диабазовая, 4 — яшмовая, 5 — кремнисто-сланцевая, 6 — андезито-базальтовая обломочная, 7 — андезито-базальтовая кремнистая, 8 — базальтово-липаритовая (диабазово-альбитофировая), 9 — базальтово-липаритовая кремнистая, 10 — базальтово-андезит-дацит-липаритовая, 11 — базальтово-андезит-дацит-липаритовая обломочная, 12 — трахибазальтово-трахиандезит-трахилипаритовая, 13 — андезито-дацитовая обломочная, 14 — терригенная грубообломочная, 15 — терригенная грубообломочная вулканомиктовая, 16 — терригенная флишевая, 17 — терригенная флишеидная, 18 — терригенная телепирокластическая флишеидная, 19 — алевролитово-песчанниковая, 20 — алевролитово-песчанниковая телепирокластическая, 21 — алевролитово-песчанниковая кремнистая, 22 — алевролитово-песчанниковая известковистая, 23 — известняково-терригенная, 24 — песчаниково-алево-аргиллитовая (аспидная), 25 — известняковая, 26 — глинисто-известняковая, 27 — известняковая кремнистая, 28 — терригенно-известняковая. Аксессуары члены



формаций: 29 — известняки, 30 — диабазы, 31 — конгломераты, 32 — кремнистые породы, 33 — подводно-оползневые брекчин (олистоостромы)

Римскими цифрами обозначено положение колонок: I — Щучинский синклиорий; II—V — Тагильский синклиорий (II — Тагильско-Исовская зона, III — Красноуральская зона, IV — Турьинская зона, V — северное окончание синклиория); VI — Алапаевско-Челябинское погружение; VII—X — Магнитогорский синклиорий (VII — Присакмарская зона, VIII — Ирндыкская зона, IX — Учалинская зона, X — Гумбейская зона); XI — Восточно-Уральское погружение; XII — Кустанайская зона; XIII — Араванский синклиорий; XIV — Джангджирская зона; XV — Бороталинский синклиорий; XVI — Центрально-Джунгарский антиклиорий; XVII — Северо-Джунгарский синклиорий; XVIII — Северо-Балхашский синклиорий; XIX — Западно-Жарминская зона; XX — Чарская зона; XXI — Калба-Нарымская зона; XXII — Томь-Колыванская система

часть Южного Тянь-Шаня) и алтайского (Срединный Тянь-Шань, западная часть Джунгаро-Балхашской системы, Чингиз-Тарбагатайская и Алтай-Салаирская системы, складчатая система Юго-Западного Алтая). По периферии герцинских складчатых систем и между ними располагаются крупные блоки более древней консолидации. Они рассматриваются в качестве краевых и срединных массивов герцинид.

На схеме тектонического районирования показаны участки, для которых были составлены опорные разрезы и сводные вертикальные ряды (колонки) геологических формаций. Эти колонки приведены на рис. 2 и в таблицах<sup>1</sup>. Вертикальные ряды девонских геологических формаций Урало-Монгольского пояса обычно представляют собой лишь часть (правда, весьма существенную) формационных рядов, соответствующих главному геосинклинальному этапу развития герцинид, продолжавшемуся от силура или ордовика (а в редких случаях «сквозного» развития, возможно, и от позднего докембрия) до конца раннего карбона. Только во внешних зонах герцинских геосинклинальных областей собственно геосинклинальный этап обычно ограничен девоном и ранним карбоном.

Для объективного выявления этапности развития Урало-Монгольского пояса в девоне целесообразно, по-видимому, рассмотреть историю развития отдельных прогибов, наметить по смене формаций, перерывам и другим признакам наиболее четкие рубежи, установить природу этих рубежей, а затем произвести корреляцию сходных событий по возрасту и выяснить вопрос об одновременном или разновременном их проявлении в разных частях пояса.

#### **ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ВНУТРЕННИХ ЗОН ГЕРЦИНСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ**

Анализ схемы сопоставления девонских формаций внутренних зон герцинских геосинклинальных областей (рис. 2) позволяет выявить ряд важных закономерностей. Прежде всего совершенно очевидно, что смена геологических формаций в вертикальном направлении происходит обычно на определенных уровнях, соответствующих или примерно соответствующих границам отделов и ярусов девонской системы. Вопрос о характере изменений тектонического режима, вызывающих смену формаций, значительно сложнее. Для его решения следует рассмотреть особенности строения каждого из вертикальных формационных рядов.

В Щучинском синклинии Полярного Урала (на рис. 2 его формационная колонка показана первой) наиболее ранний четкий рубеж фиксируется сменой диабазовой формации верхнего силура известняковой формацией нижнего девона. Массовые подводные излияния основных эффузивов происходили, вероятно, в условиях интенсивного погружения и растяжения земной коры, сопровождавшегося приоткрытием зон разломов и поступлением глубинного материала в приповерхностные слои. Переход к накоплению известняковой формации можно объяснить прекращением прогибания и растяжения, стабилизацией тектонического режима и постепенным усилением восходящих движений, которые привели к уменьшению глубины бассейна, а в конце раннего девона — к появлению поднятий, служивших источником сноса грубообломочного материала. На рубеже раннего и среднего девона снова наблюдаются признаки смены знака тектонических движений: усиление прогибания и растяжения фиксируется исчезновением конгломератов и излияниями диабазов. В рассматриваемом прогибе эти изменения происходили на фоне продолжавшегося накопления известняковой формации, т. е. в сглаженной форме. Переход ко второй половине среднего девона (к живет-

<sup>1</sup> При их составлении использованы данные Н. А. Афоничева, Н. Л. Бубличенко, С. Н. Волкова, В. А. Дедеева, О. А. Мазаровича, А. А. Моссаковского, О. А. Нестояновой, А. В. Пейве, Г. С. Поршнякова, А. А. Пронина, В. Н. Пучкова, И. К. Синдина, А. П. Тяжевой, Н. А. Штрейса и многих других геологов.

скому веку) отмечается сменой известняковой формации грубообломочной терригенной, указывающей, по-видимому, на усиление восходящих движений и интенсивный рост поднятий. В основании верхнего девона залегает кремнисто-диабазовая формация. Граница ее с подстилающей грубообломочной терригенной формацией живетского яруса очень четкая. Резкая смена формаций указывает в данном случае на начало во Франском веке нового этапа (или новой стадии, фазы) интенсивного прогибания, сопровождавшегося углублением бассейна, растяжением земной коры, увеличением ее проницаемости и как следствие — массовыми вулканическими излияниями, возрастанием содержания кремнезема в морской воде и накоплением кремнистых осадков. Кремнисто-диабазовая формация выше по разрезу переходит в аспидную, а аспидная — в терригенную флишеидную формацию фаменского яруса. Эта часть формационного ряда отражает тенденцию к постепенному сокращению геосинклинального прогиба и разрастанию окружающих его поднятий. На рубеже девонского и каменноугольного периодов преобладавшие восходящие движения снова сменились нисходящими, что нашло отражение в образовании песчаниково-алевролитово-аргиллитовой (аспидной) формации турнейского яруса.

Таким образом, анализ вертикального формационного ряда Щучьинского синклинория указывает на периодическую смену знака сопряженных вертикальных (погружение — поднятие) и горизонтальных (растяжение — сжатие) тектонических движений и позволяет наметить со второй половины силура до конца девона три таких «периода» (позднесилурийский — раннедевонский, среднедевонский и позднедевонский). Начало каждого из них характеризуется резким усилением прогибания и преобладанием растягивающих усилий, а вторая половина — сокращением площади прогиба, нарастанием восходящих движений и преобладанием сжатия. На турнейский век раннего карбона приходится начало следующего (четвертого) «периода».

Объем статьи не позволяет поместить здесь столь же подробный анализ каждого из формационных рядов, приведенных на рисунке и в таблицах, с выявлением причин, вызвавших смену одной формации другой. Такой анализ проведен автором предварительно. Он показал, что в большинстве случаев данные об изменении состава и строения формаций в вертикальных рядах позволяют сделать вполне определенные выводы об изменениях характера тектонических движений в пределах отдельных прогибов. В данной статье приводятся лишь основные результаты этого анализа.

Выше было показано, что на границе силура и девона в прогибе, существовавшем на месте Щучьинского синклинория, интенсивные нисходящие движения сменились сначала слабым, а потом более сильным воздыманием. На Южном Урале этот рубеж отмечается сменой диабазовой формации андезито-базальтовой обломочной или базальтово-липаритовой, что также указывает на проявление восходящих движений. Признаки смены преобладающего погружения относительным воздыманием имеются в формационных рядах Южного Тянь-Шаня (возрастание роли обломочных пород), в Северо-Джунгарском синклинории (исчезновение диабазов и кремнистых пород) и в Чарской зоне Иртышско-Зайсанской системы (кремнисто-сланцевая формация сменяется известняковой кремнистой). Из 14 формационных колонок внутренних зон, в которых зафиксирован этот рубеж, признаки смены нисходящих движений восходящими устанавливаются в 11, в трех колонках смена формаций не отмечается.

Признаки усиления погружения и расширения площади прогибов на границе раннего и среднего девона, отмеченные в Щучьинском синклинории, еще более четко выражены на Среднем и Южном Урале (начало осадконакопления после перерыва, смена андезито-базальтовой обло-

мочной формации базальтово-липаритовой кремнистой, смена известняковой формации кремнисто-диабазовой и т. п.), на Южном Тянь-Шане (начало образования диабазовой и кремнисто-диабазовой формаций), в Джунгаро-Балхашской и Иртышско-Зайсанской системах (смена обломочных формаций карбонатными, появление диабазов, смена известняковой кремнистой формации кремнисто-диабазовой). Из 21 проанализированной формационной колонки в 14 усиление погружения и растяжения на границе раннего и среднего девона зафиксировано сменой формаций, в трех — перерывом и сменой формаций, в двух — перерывом и накоплением бокситов и только в двух выражено слабо или вообще не выражено (Бороталинский синклиорий и Центрально-Джунгарский антиклинорий, которые, возможно, правильнее было бы рассматривать со структурами внешних зон).

Живетские геологические формации внутренних зон герцинских геосинклинальных областей представлены, как правило, обломочными, часто грубообломочными и карбонатными толщами. Нередко среди них отмечаются мелководные отложения с остатками континентальной флоры. Это свидетельствует, по-видимому, о том, что в живетском веке резко дифференцированные движения преимущественно восходящего знака привели к созданию сложного тектонического рельефа и к заметному расширению площади, занятой поднятиями. Сравнение состава и строения формаций эйфельского и живетского ярусов показывает, что смена тектонического режима (переход от почти повсеместного погружения к воздыманию обширных участков геосинклинальных областей) примерно совпадает с границей эйфельского и живетского веков. Всего проанализировано 22 формационные колонки. В 14 из них изменение знака преобладающих тектонических движений зафиксировано сменой формаций, в четырех — перерывом и сменой формаций, в двух — длительным перерывом в осадконакоплении и только в двух не нашло ясного отражения.

Одним из самых четких рубежей в колонках формаций внутренних зон является граница среднего и верхнего девона. Выше было показано, что в Щучьинском синклиории Полярного Урала начало франского века характеризовалось резким усилением нисходящих движений и расширением площади прогибов. На сходные изменения тектонического режима указывает также анализ вертикальных формационных рядов других прогибов. Резкая смена грубообломочных и карбонатных формаций живетского яруса кремнисто-сланцевыми и аспидными формациями низов верхнего девона наблюдается в Тагильском и Магнитогорском, Бороталинском и Северо-Джунгарском синклиориях. На некоторых участках поднятия, предшествовавшие погружениям франского века, зафиксированы перерывами и несогласиями. В прогибах Иртышско-Зайсанской системы появление аспидной и кремнисто-сланцевой формаций отмечается, судя по принятым схемам стратиграфии, не в основании верхнего девона, а несколько ниже, в верхах живетского яруса. Эта особенность объясняется либо несовершенством стратиграфических корреляций, либо несколько более ранним началом процессов погружения в данной части Урало-Монгольского пояса. Из 19 формационных колонок, в которых представлен рассматриваемый рубеж, резкая смена формаций, указывающая на переход от поднятий к интенсивным погружениям в начале франского или в самом конце живетского века, отмечается в 14, в пяти колонках граница формаций сопровождается перерывами. Колонок, в которых изменения на этом рубеже отсутствуют или указывают на иную направленность тектонической эволюции, не встречено.

Главная тенденция тектонического развития внутренних зон герцинских геосинклинальных областей в позднем девоне заключается в постепенном замедлении скорости погружения, заполнении прогибов осадками, сокращении их площади и расширении площади поднятий. Наиболее

интенсивные восходящие движения приходится на вторую половину фаменского века. Такой ход тектонической эволюции подтверждается изменением состава и строения геологических формаций, причем наиболее существенные изменения приурочены к границе франского и фаменского веков. Кремнистые и аспидные формации сменяются обломочными, часто грубообломочными толщами, содержащими остатки наземных растений. Очень характерна смена аспидных формаций флишоидными (Щучинский, Магнитогорский и Северо-Джунгарский синклинории, Калба-Нарымская зона, Томь-Колыванская система). Переход от франского яруса к фаменскому наблюдается в 19 формационных колонках. В 11 из них смена прогибания преобладающими поднятиями четко выражена изменением формаций, в трех смена формаций сопровождается перерывом, в одном случае (Западно-Жарминская зона) перерыв в накоплении отложений соответствует всему фаменскому веку и в четырех колонках данные об изменении состава или строения формаций отсутствуют.

Турнейский ярус нижнего карбона представлен разными формациями — от кремнисто-сланцевых и аспидных до терригенно-известняковых и терригенных, в том числе грубообломочных. Но сравнение этих формаций с подстилающими их толщами в большинстве случаев указывает на однотипные изменения тектонического режима. Так, переход от терригенных флишоидных формаций к аспидным, наблюдаемый на границе девона и карбона в Щучинском и Магнитогорском синклинориях, в Калба-Нарымской зоне и в Томь-Колыванской складчатой системе, свидетельствует об усилении нисходящих движений, расширении прогибов и удалении источников сноса. Смена грубообломочной терригенной формации алеволито-песчаниковой в Бороталинском синклинории и начало накопления грубообломочной терригенной формации после перерыва, охватывавшего весь фаменский век в Западно-Жарминской зоне, указывают на ту же тенденцию к усилению погружений на рубеже девона и карбона. Из 15 формационных колонок, в которых представлен этот рубеж, в 11 смена преобладающих поднятий погружением подтверждена изменением геологических формаций, в одной — началом осадконакопления после длительного перерыва и в трех случаях (Кустанайская зона, Араванский синклинорий и Чарская зона) однозначно не выражена.

Проведенный анализ с полной определенностью доказывает, что этапность (периодичность) смены знака преобладающих тектонических движений, установленная на примере Щучинского синклинория, практически одновременно проявилась во всех прогибах внутренних зон герцинских геосинклинальных областей западной части Урало-Монгольского пояса. Отдельные стороны этого вопроса обсуждались в геологической литературе и ранее, главным образом на примере Урала [2, 20, 22, 23, 24, 28, 29 и др.]. Сделанный выше вывод не противоречит, как мне кажется, более частным выводам названных исследователей. Помимо отмеченных наиболее четких рубежей в ряде случаев смена состава и строения формаций или их частей указывает на существование периодичности (ритмичности) более высокого порядка, но для ее подробной характеристики детальность проведенного исследования недостаточна.

#### ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ВНЕШНИХ ЗОН ГЕРЦИНСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Учитывая существенные различия в строении и геологической истории внешних зон западноуральского и алтайского типов, анализ этапности их развития следует провести раздельно.

Сравнение девонских формаций внешних зон *западноуральского* типа (табл. 1) и внутренних зон герцинских геосинклинальных областей (рис. 2) показывает, что несмотря на иной и гораздо более однообразный состав геологических формаций рассматриваемых зон, смена их (когда



она наблюдается) происходит на тех же рубежах, но выражена слабее.

Переход от силура к раннему девону слабо отражается в составе формаций. В двух формационных колонках из 11 аспидная и кремнисто-сланцевая формации силура сменяются алевролитно-песчаниковой, что указывает на сокращение площади прогибов, связанное скорее всего с поднятиями. Еще в одной колонке (северо-восточный Пай-Хой) аналогичные изменения отмечены несколько выше, в низах нижнего девона. В остальных восьми колонках состав формаций не изменяется. На западном склоне Среднего Урала раннему девону соответствует перерыв в осадко-накоплении.

Граница нижнего и среднего девона выражена более четко. В ряде прогибов отмечается переход известняковой формации в аспидную, глинисто-известняковую или известняковую кремнистую, известняково-доломитовая формация сменяется терригенно-известняковой. Такие изменения, которые можно трактовать как результат усилившегося погружения и углубления бассейна, наблюдаются в пяти колонках из 13. В трех колонках эйфельские формации начинают разрез девонских отложений, что также указывает на расширение площади прогибов. В четырех колонках состав формаций на рассматриваемом рубеже не изменяется, а на участке в верховьях р. Лемва отмечена смена кремнисто-сланцевой формации алевролитно-песчаниковой кремнистой, что можно объяснять движениями противоположного знака или более сложными изменениями палеогеографической обстановки.

На границе эйфельского и живетского ярусов в семи случаях из 13 смена формаций не происходит. В трех случаях наблюдаются такие изменения,

Таблица 1

Девонские и смежные с ними геологические формации внешних зон герцинид западноуральского типа

Система		Силурiansкая			Девонская			Каменноугольная	
		Верхний	Нижний	Средний	Верхний	Нижний	Верхний	Нижний	
Отдел	Ярус	Лудловский		Эйфельский	Живетский	Франский	Фаменский	Турнейский	
Пай-Хой	1	Ивестняковая		Ивестняково-терригенная		Глинисто-известняковая		Ивестняковая	
	2	Аспидная	Терригенно-известняковая	Аспидная	Ивестняковая	Ивестняково-доломитовая		Кремнисто-сланцевая	
Приполярный Урал	3	Ивестняково-доломитовая		Терригенно-известняковая		Глинисто-известняковая		Ивестняково-доломитовая	
	4	Кремнисто-сланцевая		Алевролитно-песчаниковая кремнистая				Кремнисто-сланцевая	

Средний и Северный Урал	5	Перерыв		Алевролито-песчаниковая известковистая	Перерыв	Известняково-терригенная	
	6			Известняково-доломитовая	Известняково-терригенная	Известняково-доломитовая	
Южный Урал	7	Известняковая	Терригенно-известняковая		Глинисто-известняковая	Известняково-доломитовая	Глинисто-известняковая
	8	Кремнисто-сланцевая	Алевролито-песчаниковая кремнистая		Аспидная	Терригенная флишoidная	
Южный Тянь-Шань	9	Известняковая	Известняковая кремнистая		Известняково-терригенная		Алевролито-песчаниковая
	10	Известняковая	Известняковая глинистая	Известняково-доломитовая	Известняковая		Известняковая кремнистая
		Алевролито-песчаниковая	Известняково-терригенная				
	11	Аспидная	Алевролито-песчаниковая	Известняково-доломитовая			Известняковая кремнистая
	12	Известняковая			Известняковая		
13	Известняковая			Терригенно-известняковая	Известняковая	Терригенно-известняковая	Известняковая

*Примечание.* 1 — юг-западный Пай-Хой, 2 — северо-восточный Пай-Хой, 3 — верховье р. Кожим, 4 — верховье р. Лемва, 5 — бассейн р. Низьва, 6 — бассейн р. Серебрянка, 7 — Башкирский антиклинорий, 8 — Зилаирский синклинорий, 9 — Ходжаачканский синклинорий, 10 — Терек-Даванский синклинорий, 11 — Андыгенско-Кичикалайский антиклинорий, 12 — Охнинско-Галдыкский синклинорий, 13 — Майдангазская зона.

которые можно объяснить обмелением бассейнов и относительным усилением восходящих движений (аспидная формация сменяется известняковой, алевролитно-песчаниковая и глинисто-известняковая — доломитовой), а в двух — всему живетскому веку или его значительной части соответствует стратиграфический перерыв, что также указывает на усиление поднятий.

Начало франского века в пяти колонках из 13 характеризуется увеличением глинистости отложений, что может указывать на углубление бассейнов и усиление нисходящих движений. О том же свидетельствует начало осадконакопления после длительного перерыва в живетском веке (две колонки). В Лемвинском прогибе усиление погружения произошло, судя по началу накопления кремнисто-сланцевой формации, несколько раньше — в конце живетского века. В пяти колонках изменения состава формаций не наблюдаются или они незначительны и не поддаются однозначной интерпретации.

Переход от франского яруса к фаменскому в большинстве проанализированных разрезов (восемь колонок из 12) не отражается в составе формаций. В трех колонках глинисто-известняковая формация сменяется известняковой или известняково-доломитовой, что может указывать на обмеление бассейна (общее поднятие). О том же свидетельствует переход песчаниково-алевролитно-аргиллитовой формации франского яруса Зилаирского синклиория в терригенную флишoidную формацию фаменского яруса. Поднятия конца фаменского века отмечены в некоторых разрезах появлением линз конгломератов, а в кремнистых толщах — линз известняков.

Из 10 формационных колонок, в которых наблюдается переход от фаменского яруса к турнейскому, в пяти отмечены признаки углубления бассейна (увеличение кремнистости и глинистости отложений). В четырех колонках данные об изменении формаций отсутствуют, а в одной (Ходжаачканский синклиорий) отмечено погружение осадков, которое можно объяснить усилением восходящих движений.

В итоге рассмотрения вертикальных рядов формаций внешних зон западноуральского типа можно сделать вывод, что в них проявилась та же этапность (периодичность) тектонических движений, что и во внутренних зонах, но в более сглаженной форме. Относительно более четко выражены начальные моменты погружения. Ритмичное строение девонских отложений западного склона Урала отмечалось в работе [3] и в более поздних публикациях. Отсутствие признаков изменения тектонического режима внутри формаций, охватывающих несколько ярусов или даже отделов девона, может быть связано с их недостаточно детальной изученностью.

Вертикальные ряды девонских формаций внешних зон *алтайского* типа (табл. 2) весьма своеобразны. Основные рубежи, на которых происходит смена формаций, как и в формационных рядах внутренних зон, совпадают обычно с границами отделов и ярусов девона. Что же касается вопроса о направленности изменений тектонических движений на этих рубежах, то здесь он решается не так однозначно, как в рассмотренных выше случаях.

Непрерывный переход от верхнего силура к нижнему девону зафиксирован только в Белоубинско-Маймырской зоне Юго-Западного Алтая. Переход осуществляется внутри единой известняково-терригенной формации, внутреннее строение и возраст отдельных частей которой изучены еще недостаточно детально. В семи из 15 формационных колонок, приведенных в табл. 2, на ранний девон падает стратиграфический перерыв, что косвенным образом указывает на преобладание восходящих движений. В пяти колонках отмечено залегание нижнедевонских формаций на размытой поверхности более древних отложений. Если учесть преобладание грубообломочных и вулканогенно-обломочных континен-

тальных формаций, можно, по-видимому, заключить, что в пределах внешних зон алтайского типа раннедевонская эпоха характеризовалась резко дифференцированными тектоническими движениями при ведущей роли поднятий.

Гораздо определеннее фиксируется усиление нисходящих движений на большей части рассматриваемых зон в начале среднего девона. Из 11 колонок, в которых имеются данные о соотношении нижней части эйфельского яруса с подстилающими образованиями, в шести отмечается перерыв в накоплении отложений, предшествовавший началу среднедевонских погружений. В шести колонках в составе формаций эйфельского яруса существенную роль играют основные эффузивы, что может свидетельствовать об усилении растяжения земной коры. В Нуринском и Ануйско-Чуйском синклинориях грубообломочные терригенные формации нижнего девона без перерыва сменяются относительно более тонкообломочной терригенной и андезито-базальтовой формациями, что также указывает на расширение площади прогибов и усиление погружения. Только в трех колонках изменение состава формаций на этом рубеже не установлено (Успенский синклинорий, Предчингизская и Чингизская зоны).

Переход от эйфельского яруса к живетскому наблюдается в 14 формационных колонках. В семи из них вулканические и вулканогенно-осадочные формации сменяются терригенными (часто грубообломочными) или вулканическими формациями более кислого состава, что можно объяснить сокращением площади прогибов и усилением восходящих движений. В Салайроком кряже усиление поднятий отмечается несколько позже — в середине живетского века. В Коргонском прогибе на большую часть живетского века приходится перерыв в осадконакоплении. В складчатой системе Юго-Западного Алтая граница эйфельского и живетского ярусов проходит внутри единой базальтово-липаритовой формации, но в живетском ярусе заметно возрастает роль кислых эффузивов. Только в некоторых районах Срединного Тянь-Шаня начало накопления красноцветной грубообломочной формации живетско-франского возраста указывает на смену поднятий погружениями, но эта смена произошла скорее всего не в начале живетского века, а во второй его половине (присутствие в составе тюлькубашской свиты и ее аналогов, почти не охарактеризованных палеонтологически, живетского яруса в полном объеме весьма сомнительно).

На рубеже среднего и верхнего девона в Чаткало-Кураминской зоне известняково-терригенная формация сменяется терригенно-известняковой, в Успенском синклинории появляется толща андезитов, в Нуринском синклинории грубообломочная вулканомиктовая формация сменяется более тонкообломочной алевролитопесчанниковой, в Предчингизской и Чингизской зонах обломочные и вулканогенно-обломочные толщи переходят в существенно карбонатные, в терригенных отложениях северного склона Западного Тарбагатая появляется кремнистость, в Рудно-Алтайской зоне после перерыва возобновляется накопление базальтово-липаритовой формации, а в Ануйско-Чуйском синклинории грубообломочная вулканомиктовая и липаритовая формации сменяются аспидной и андезито-базальтовой. Таким образом, в 8 колонках из 13 смена геологических формаций указывает на расширение в начале франского века площади прогибов, вызванное усилением нисходящих движений. В Белоубинско-Маймырской зоне Юго-Западного Алтая и на некоторых других участках усиление погружения начинается несколько раньше — в конце живетского века и фиксируется накоплением аспидной формации. В это же приблизительно время происходит заложение большинства прогибов складчатой системы Срединного Тянь-Шаня, заполнявшихся грубообломочной красноцветной формацией. Лишь по одной колонке (южный склон Западного Тарбагатая) можно предполагать проявление движений

## Девонские и смежные с ними геологические формации внешних зон герцинид алтайского типа

Таблица 2

Система	Силурийская	Девонская					Каменноугольная	
	Верхний	Нижний	Средний		Верхний		Нижний	
Отдел								
Ярус	Лудловский		Эйфельский	Живетский	Франский	Фаменский	Турнейский	
Складчатая система Среднего Тянь-Шаня	1	Терригенная грубообломочная Липаритовая	Андезитовая обломочная	Известняково-терригенная	Терригенно-известняковая	Терригенная грубообломочная красноцветная	Известняковая	
	2				Терригенная грубообломочная красноцветная		Известняковая	
	3	Перерыв			Терригенная грубообломочная красноцветная		Известняковая	
	4				Терригенная грубообломочная красноцветная		Известняковая	
Джунгаро-Балхашская складчатая система	5	Терригенная грубообломочная красноцветная			Андезитовая	Терригенная грубообломочная	Терригенно-известняковая	
	6	Терригенная грубообломочная красноцветная	Алевролитопесчаниковая	Андезитовая обломочная	Терригенная грубообломочная	Алевролитопесчаниковая	Терригенная грубообломочная красноцветная	Терригенно-известняковая
Чингиз-Тарбагатайская складчатая система	7	Перерыв	Базальтово-андезит-дацит-липаритовая обломочная		Алевролитопесчаниковая	Известняково-терригенная		Известняковая
	8		Андезито-дацитовая обломочная		Алевролитопесчаниковая известковистая	Терригенно-известняковая		Известняковая
	9	Диабазовая		Базальтово-липаритовая	Андезито-дацитовая обломочная		Кремнисто-сланцевая	

Складчатая система Юго-Западного Алтая	10	Перерыв	Андезито-базальтовая обломочная	Алевролитопесчанниковая	Алевролитопесчанниковая кремнистая	Терригенно-известняковая	Кремнисто-сланцевая
	11		Базальтово-липаритовая	Перерыв	Базальтово-липаритовая	Андезито-дацитовая обломочная	Алевролитопесчанниковая
	12	Известняково-терригенная	Базальтово-липаритовая	Аспидная	Терригенная флишoidная	Аспидная	
Алтае-Салаирская складчатая система	13	Перерыв	Андезито-базальтовая обломочная	Липаритовая	Перерыв	Известняково-терригенная	
	14		Терригенная грубообломочная	Андезито-базальтовая	Терригенная грубообломочная Липаритовая	Аспидная	Терригенная грубообломочная
	15	Терригенно-известняковая	Известняково-терригенная	Терригенная грубообломочная			

*Примечание.* 1—хребет Чаткальский, 2—район Тепар-Чавата, 3—хребет Молдотау, 4—верховье р. Нарын, 5—Успенский синклинорий; 6—Нурунский синклинорий, 7—Предчингизская зона 8—Чингизская зона, 9—южный склон Западного Тарбагатай, 10—селерный склон Западного Тарбагатай, 11—Рудно-Алтайская зона, 12—Белобуинско-Маймырская зона, 13—Коргонский прогиб, 14—Ануйско-Чуйский синклинорий, 15—Салаирский край.

противоположного знака, отразившееся в смене базальтово-липаритовой формации андезито-дацитовая обломочной.

Изменения в составе геологических формаций, наблюдаемые при переходе от франского яруса к фаменскому, неоднозначны. Из 13 формационных колонок в пяти (Нуринский синклиорий, Рудно-Алтайская и Белоубинско-Маймырская зоны, Ануйско-Чуйский синклиорий и северный склон Западного Тарбагатай) появление грубообломочных, флишоидных и некоторых других формаций указывает на сокращение площади прогибов и обмеление бассейнов, вызванное усилением восходящих движений. В пяти колонках (складчатая система Срединного Тянь-Шаня и Успенский синклиорий) смена грубообломочных формаций известняковыми свидетельствует о расширении морской трансгрессии, связанной с усилением прогибания или с перераспределением площади моря и суши в соседних районах. В трех разрезах данные об изменении формаций отсутствуют. Следовательно, фаменский век по сравнению с франским характеризовался резким усилением тектонической дифференциации.

В начале турнейского века явно преобладала тенденция к усилению погружений, выразившаяся в смене грубообломочных и флишоидных формаций более тонкообломочными, аспидными, кремнистыми и известняковыми (восемь колонок из 13). В четырех формационных колонках граница девона и карбона проходит внутри единой известняковой формации.

Итак, анализ вертикальных рядов девонских геологических формаций внешних зон алтайского типа свидетельствует о том, что периодические изменения преобладавшего направления тектонических движений в этих зонах подчинялись общему ритму, наиболее четко проявившемуся в формациях внутренних зон. Однако тектоническая дифференциация была выражена здесь значительно ярче (вероятно, благодаря более высокому гипсометрическому положению относительно уровня девонских морей, которое сказывалось в резких изменениях палеогеографической обстановки). Поэтому неудивительны отмеченные выше случаи отклонения от общего правила. На ритмичный характер тектонических движений во внешних зонах алтайского типа, отразившийся в составе девонских осадочных и магматических формаций, указывали ранее [1, 7, 8, 9, 18] и многие другие исследователи.

#### **ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СИНГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЧЕХЛА СРЕДИННЫХ И КРАЕВЫХ МАССИВОВ**

Вертикальные ряды девонских формаций срединных и краевых массивов на рисунках и в таблицах не представлены. Ряды эти во многом своеобразны, но наиболее близки формационным рядам внешних зон алтайского типа. При анализе формаций массивов следует иметь в виду относительную тектоническую пассивность этих структур. Многие особенности накопления геологических формаций, образующих чехол массивов, определялись не столько тектоническими движениями самих массивов или их частей, сколько событиями, происходившими в смежных с ними геосинклинальных областях.

В большинстве прогибов (восемь колонок из 13) нижний девон залегает на размытой поверхности долудловских отложений и представлен континентальными грубообломочными терригенными, часто красноцветными, и обломочными вулканогенными формациями. Еще в двух колонках андезито-дацитовая обломочная формация считается силурийско-нижнедевонской и в двух случаях на ранний девон падает стратиграфический перерыв. По-видимому, в раннем девоне срединные и краевые массивы, как и другие участки геосинклинальной области, испытывали резко дифференцированные тектонические движения. При этом активную роль играли растущие горные поднятия, а расположенные между ними равнинные пространства служили местом накопления обломочного и вулканогенного материала.

Начало среднего девона характеризуется расширением площади прогибов и впадин, увеличением скорости их погружения и замедлением или прекращением роста поднятий. Эти процессы нашли отражение в смене обломочных красноцветных формаций морской известняково-терригенной (Уйменский прогиб и Минусинская впадина), липаритовой формации — андезито-базальтовой или базальтово-андезит-дацит-липаритовой (Қарағандинский синклиниорий и Сарысу-Тенизский водораздел), в возобновлении осадконакопления после перерыва на рубеже раннего и среднего девона (северо-западная Бетпак-Дала и Рыбинская впадина) или после длительного перерыва, охватывающего весь ранний девон (Тимано-Печорская плита). Перечисленные признаки отмечены в восьми формационных колонках из 13. В пяти колонках существенные изменения состава или строения формаций не зафиксированы.

Изменения в составе формаций, происходящие на границе эйфельского и живетского ярусов, трудно интерпретировать однозначно. В пяти колонках из 12 смена формаций свидетельствует о переходе от преобладавшего погружения к воздыманию. Перерывы, наблюдаемые в основании живетского яруса в ряде разрезов, указывают скорее на расширение прогибов (четыре колонки). В трех случаях граница ярусов проводится внутри одной формации. В целом отмеченные изменения и состав живетских формаций отражают резкую тектоническую дифференциацию, сменившую в живетском веке тенденцию к погружению, свойственную большей части эйфельского века.

В начале франского века в Шидерты-Олентинском прогибе континентальная красноцветная формация сменилась морской известняково-терригенной. Сходные изменения, указывающие на усиление погружений и расширение морских бассейнов, отмечаются в пределах Тимано-Печорской плиты. В шести колонках в основании франского яруса зафиксированы перерывы, также свидетельствующие о расширении площади прогибов, а многочисленные проявления базальтового и андезито-базальтового вулканизма указывают на то, что усилившееся погружение сопровождалось растяжением и увеличением проницаемости земной коры в зонах разломов. В Қарағандинском синклинории, Уйменском прогибе и Минусинской впадине смена формаций, отражающая начало активных погружений, отмечается несколько раньше — в конце живетского века. Таким образом, в 11 формационных колонках из 13 на границе среднего и верхнего девона (реже в конце живетского века) наблюдаются признаки резкого усиления нисходящих движений.

В составе фаменского яруса преобладают континентальные красноцветные формации, а также присутствуют ангидрито-доломитовая и глинисто-доломитово-галитовая формации, указывающие на ясно выраженную тенденцию к усилению воздымания и регрессии моря. Переход на границе франского и фаменского веков от погружения к воздыманию зафиксирован сменой формаций в семи разрезах из 14. В Уйменском прогибе соответствующие изменения происходят несколько раньше (если возраст липаритовой формации, сменяющей андезито-базальтовую обломочную, установлен правильно). В трех разрезах граница франского и фаменского ярусов проходит внутри единой формации и еще в трех разрезах (на западе каледонского массива Центрального Казахстана) обломочные формации франского яруса сменяются терригенно-известняковой формацией фамена. Признаки местного расширения морского бассейна на фоне регрессии в других районах указывают на резкую дифференциацию тектонических движений, вызвавшую перераспределение площадей, занятых морем, при общем их сокращении.

Начало турнейского века почти повсеместно (девять разрезов из 12) характеризуется расширением площади прогибов и углублением морских бассейнов, вызванными усилением нисходящих движений.



Проведенный анализ девонских формаций срединных и краевых массивов показывает, что в эйфельском, франском и турнейском веках в пределах этих структурных элементов Урало-Монгольского пояса преобладала тенденция к расширению площади прогибов, погружению и растяжению, а в раннем девоне, живетском и фаменском веках — противоположная тенденция к росту и расширению поднятий на фоне резкой тектонической дифференциации.

Таким образом, несмотря на многочисленные осложнения, затушевывающие наиболее общие закономерности, можно констатировать, что тектонические движения срединных и краевых массивов подчинялись в девоне тому же ритму, который проявился в пределах внутренних зон герцинских геосинклинальных областей. Вопросы неравномерности, этапности или ритмичности формирования чехла срединных и краевых массивов частично освещены в работах ряда исследователей [4, 12, 13, 16 и др.].

Установленная тектоническая периодичность проявилась также в пределах древних платформ, ограничивающих Урало-Монгольский пояс. Девонские формации восточной окраины Восточно-Европейской платформы практически не отличаются от формаций западного склона Урала, поэтому к ним можно отнести те выводы, которые были сделаны относительно этапности развития внешних зон герцинских геосинклинальных областей западноуральского типа. Особенно четко выражено начало позднедевонского этапа, характеризовавшееся не только расширением площади прогибания, развитием трансгрессии и накоплением известняково-глинистых формаций доманикового типа, но также усилением процессов растяжения, которое сопровождалось излияниями основных эффузивов по зонам разломов, ограничивавших структуры типа авлакогенов или рифтов (например, Вятский авлакоген). Начальные фазы других этапов выражены менее эффектно, но тем не менее проявляются почти повсеместно.

В вертикальном ряду девонских геологических формаций западной окраины Сибирской платформы ангидрито-доломитовая и другие формации, в составе которых существенную роль играют эвапориты, приурочены преимущественно к нижнему девону, живетскому и фаменскому ярусам, что может указывать на более активную роль восходящих движений. В формациях эйфельского и франского ярусов, а также нижнего карбона возрастает роль отложений открытых морских бассейнов. Погружения в начале эйфельского и франского веков сопровождалось растяжениями и активизацией базальтового вулканизма [11 и др.]. Намечающаяся периодичность тектонических движений совпадает с периодичностью развития структур Урало-Монгольского пояса. Эти выводы не противоречат результатам обобщений Р. Г. Матухина и В. Вл. Мейнера [14], доказывающих совпадение этапов девонского осадконакопления на Сибирской и Восточно-Европейской платформах.

Проведенный анализ этапности развития отдельных частей Урало-Монгольского пояса в девонском периоде показывает, что периодическое чередование фаз погружения и растяжения с фазами воздымания проявилось практически одновременно не только во внутренних зонах герцинских геосинклинальных областей, где оно выражено наиболее ясно, но и во внешних зонах, а также в срединных и краевых массивах и в пределах смежных древних платформ. Начало фаз погружения и растяжения примерно совпадает с началом среднего девона, позднего девона и раннего карбона; фазы преобладающего воздымания приходятся на ранний девон, живетский и фаменский века. При сравнении «степени выраженности» начальных моментов фаз погружения и воздымания оказывается, что первые выражены в вертикальных рядах формаций более четко и подтверждаются в большем количестве разрезов. Это и понятно, поскольку именно погружение является ведущим процессом в заложении

и развитии геосинклинальных областей, и моменты скачкообразного, резкого усиления этого процесса должны рассматриваться как границы отдельных этапов, «периодов» или «циклов». Переход от погружения к воздыманию больше растянут во времени и проявляется не так синхронно.

Охарактеризованные выше «периоды» протяженностью около двух геологических веков примерно соответствуют этапам IV порядка по С. В. Тихомирову [26]. Несомненно, существуют также этапы других порядков, но более крупные этапы («периоды», «циклы») здесь не рассматриваются, поскольку тема статьи ограничена девоном, а для анализа более мелких этапов, выраженных не столь отчетливо, приведенный фактический материал недостаточно детален.

Рассмотренная периодичность, отразившаяся в составе не только осадочных, но и магматических формаций, безусловно является тектонической, т. е. отражает определенные закономерности движений и преобразований земной коры. Эвстатические колебания уровня девонских морей, следы которых устанавливаются при анализе формаций, обусловлены, по-видимому (за редкими исключениями), также тектоническими причинами и в этом смысле могут рассматриваться как вторичные. Тектонические движения имели разную направленность и разный характер. Анализ состава формаций показывает, что фазы погружения были одновременно фазами растяжения земной коры и сопровождалась резким усилением базальтоидного вулканизма как в геосинклинальных областях, так и на древних платформах (рифтогенез). Что же касается фаз воздымания, то для выяснения их природы помимо анализа состава осадочных и вулканических формаций необходимо привлечь данные об эволюции тектонических структур и интрузивного магматизма, которые здесь не рассматривались, но должны учитываться при изучении хода развития геосинклинальных систем. Такой анализ был проведен автором на примере Юго-Западного Алтая [8] и показал, что фазы воздымания совпадают с выделенными ранее фазами складчатости [18, 27, 30 и др.], т. е. являются по существу фазами преобладающего сжатия. Для фаз воздымания и сжатия характерно образование флишевых и флишеидных формаций, содержащих в ряде случаев горизонты подводно-оползневых брекчий (олистостром), которые многими геологами также связываются с процессами сжатия и надвиганием одних тектонических блоков на другие.

Таким образом, устанавливается, что процессы растяжения и преобладающего сжатия, чередуясь во времени, охватывали одновременно огромные пространства Урало-Монгольского пояса и смежных платформ. Этот вывод плохо согласуется с известными представлениями [5 и др.], что процессы сжатия и «скупивания» земной коры компенсировались одновременными с ними процессами растяжения, раздвигания и образования структур с корой океанического типа в смежных областях. Если учесть, что фазы погружения, растяжения и связанных с ними крупных трансгрессий, а также фазы воздымания и преобладающего сжатия охватывали, по-видимому, не только северную часть Евразии, но приблизительно одновременно проявлялись в масштабе всей Земли [6, 10, 21], то единственным правдоподобным объяснением этих явлений представляются периодические изменения объема нашей планеты, предусмотренные пульсационными геотектоническими гипотезами [27, 19]. К сходным выводам пришел недавно Е. Е. Милановский [15].

#### Литература

1. Белостоцкий И. И. Основные черты палеогеографии и геологической истории Горного Алтая в девоне.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1961, № 5, с. 3—30.
2. Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кривцов А. И., Ширай Е. П. История развития магматизма и тектоники структурно-формационных зон силуро-среднедевонского этапа Магнитогорского мегасинклинория.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 105, М., 1973, с. 76—98.

3. *Домрачев С. М., Мелещенко В. С., Чочиа Н. Г.* Стратиграфия девонских отложений Уфимского амфитеатра и Кара-Тау.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 1, с. 69—100.
4. *Зайцев Ю. А.* Об историко-геологическом содержании «переходного» этапа на примере Казахстана и Средней Азии.— Геотектоника, 1972, № 5, с. 99—114.
5. *Зоненшайн Л. П.* Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса).— В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974, с. 11—34.
6. *Казаринов В. П.* На путях раскрытия палеогеографических закономерностей в развитии Земли.— Бюл. МОИП, 1976, т. 51, вып. 2, с. 5—32.
7. *Караулов В. Б.* О выделении трансгрессивных и регрессивных комплексов в разрезах геосинклинальных толщ.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1976, № 3, с. 11—18.
8. *Караулов В. Б.* О фазах тектогенеза в геологической истории Юго-Западного Алтая.— Геотектоника, 1979, № 5, с. 67—77.
9. *Комар В. А., Чернов В. И.* Основные этапы геологического развития Юго-Западного Алтая в девонском периоде.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1970, № 12, с. 3—12.
10. *Красилова И. Н., Биогография девона.*— В кн.: Итоги науки и техники. Стратиграфия и палеонтология. Т. 7. М.: ВИНТИ, 1976, с. 53—75.
11. *Левашов К. К.* Среднепалеозойская рифтовая система востока Сибирской платформы.— Сов. геология, 1975, № 10, с. 49—58.
12. *Леонов Ю. Г.* Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976, 193 с.
13. *Мазарович О. А.* Геология девонских моласс. М.: Недра, 1976, 205 с.
14. *Матухин Р. Г., Меннер В. Вл.* Сравнение этапов девонского осадконакопления на Сибирской и Русской платформах.— В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск: Наука, 1972, с. 79—83.
15. *Милановский Е. Е.* Пульсации и расширение Земли — возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое.— Природа, 1978, № 7, с. 22—34.
16. *Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975, 314 с.
17. *Муратов М. В.* Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969, с. 78—103.
18. *Нехорошев В. П.* Главные фазы герцинского тектогенеза, проявившиеся в девоне и нижнем карбоне в Зайсанской геосинклинальной области.— Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1956, № 19, с. 58—75.
19. *Обручев В. А.* Пульсационная гипотеза геотектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 1, с. 12—30.
20. *Пронин А. А.* Основные черты истории тектонического развития Урала. Вариссийский цикл. М.— Л.: Наука, 1965, 160 с.
21. *Ронов А. Б., Хаин В. Е.* Девонские литологические формации мира.— Сов. геология, 1954, сб. 41, с. 46—76.
22. *Сенченко Г. С.* Перерывы, стратиграфические и угловые несогласия в разрезе западного борта Магнитогорского мегасинклинория и время формирования складчатых структур.— В кн.: Тектонические структуры Южного Урала и история их формирования. Вып. 18. Уфа, 1972, с. 63—77.
23. *Сергиевский В. М.* Магматизм и развитие тектонических структур Урала.— В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. Южного Урала. Вып. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 43—54.
24. *Смирнов Г. А.* К истории тектонического развития Урала по данным литолого-фациальных исследований.— Геотектоника, 1971, № 2, с. 29—37.
25. Стратиграфия СССР. Девонская система. Кн. 1—2. М.: Недра, 1973, 516 с., 376 с.
26. *Тихомиров С. В.* Факторы осадочного процесса и его основной закон.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 3, с. 3—35.
27. *Усов М. А.* Фазы тектогенеза.— Сов. геология, 1938, № 11, с. 9—21.
28. *Фролов В. Т.* О ритмичном строении осадочных и вулканогенно-осадочных толщ среднего палеозоя Магнитогорского синклинория.— В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 55—65.
29. *Штейнберг Д. С.* Геологическая история Урала и петрология.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 39—60.
30. *Штилле Г.* О возрасте и характере фаз вариссийской складчатости, 1920. Избранные труды. М.: Мир, 1964, с. 78—82.

Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе

Поступила в редакцию  
29.IX.1979

УДК 551.242 (234.42)

Ш В А Н В.

## ХРОНОЛОГИЯ МЕЛОВЫХ И ТРЕТИЧНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В БАЛКАНСКОЙ ОБЛАСТИ

На примере Балканского полуострова рассматривается хронология орогенеза и других событий меловой и третичной эпох, интересных с геотектонической точки зрения по данным на сегодняшний день. С одной стороны, максимумы тектонической активности в этом районе совпадают с орогенетическими фазами, которые известны в других районах, с другой — они синхронны эпохам эпизодического движения морского дна. Такие временные соотношения указывают на кинематическую связь данных процессов.

Цель работы состояла в том, чтобы наметить время и последовательность проявления орогенеза в мелу и третичное время с акцентом на районе Балканского полуострова. Исследования выполнены в рамках проекта 107 Международной программы геологической корреляции «Глобальная корреляция эпох тектогенеза».

Балканский полуостров, или Балканская область, представляет пример территории с исключительно сложным геологическим развитием. Соответственно его горные районы отличаются как неоднородным тектоническим строением, так и сложной последовательностью тектонических событий.

Прежде чем рассматривать хронологию орогенетических событий, следует обратиться к тектонической позиции и строению главных элементов Балканского полуострова.

В триасе и юре Балканская область представляла собой в значительной степени ортогеосинклиналию (или окраинно-океаническую) область, испытавшую воздействие нескольких последовательных альпийских фаз. Поэтому Балканская область принадлежит в основном к Неоевропе и является, таким образом, частью Европейской плиты. Неоевропейская Балканская область на северо-востоке граничит с Мезоевропой. Валахская шпора была консолидирована еще в палеозое и вклинивается в западном направлении в виде изолированной части Мезоевропы в Неоевропейскую область Балканского полуострова. На юге Балканская область примыкает к Африканской плите, скрытой здесь под водами Средиземного моря. Адриатическая шпора, консолидированная также в палеозое, ограничивает Балканскую область с юго-запада.

Складчатые сооружения Балканской области расположены в зоне обширной, свыше 10 000 км в длину, Альпийско-Гималайской билатеральной горной системы. Кобер [52] и Штилле [76] считали, что она состоит из двух поясов — северного и южного. В Балканской области южный пояс представлен динаридами и эллинидами, северный — карпатами и балканидами. Форландом южного пояса служит Африканская плита с Эоафрикой, форланд северного пояса состоит из Эо- и Мезоевропы как частичных кратонов Европейской платформы. В соответствии с таким расположением vergencia каждого из указанных поясов направлена в сторону подвинутых под них плит форланда на севере и юге. Между этими двумя складчатыми поясами на двух участках Балканской



области развились впадины — Паннонская на северо-западе и впадина Эгейского моря на юго-востоке [20, 70, 75, 79].

Что касается последней из упомянутых впадин, здесь существует полная и все еще активная система островной дуги — окраинного моря, включающая Эллинский глубоководный желоб, островную дугу (Крит, Родос) и окраинное море (Эгейское) с активной вулканической дугой.

Региональное описание палеотектонического развития и эволюции отдельных районов Балканской области не может быть дано в этой статье. Существует несколько кинематических схем, дающих разные направления движения макро- и микроплит [18, 21, 36, 42].

В большинстве схем принимается, что существовал Европейский океан и (или) ортогеосинклиналь Тетиса по меньшей мере с одним крупным активным хребтом и зоной рифта, вероятно, с ответвлениями, от которого участки океанической коры с континентальными микроплитами двигались частью на север, частью на юг, или в других направлениях. С другой стороны, макроплиты Европы и Африки двигались по направлению к Тетису. Это вызывало субдукцию, обдукцию, сталкивание или движение по трансформным разломам. Вследствие сближения и разрастания Европейской и Африканской плит в результате ороплутонических процессов «сиалитизации» океаническая (или ортогеосинклинальная) область, находившаяся между этими плитами, постепенно исчезала. Таким же образом под влиянием нескольких орогенических эпох сокращения земной коры в мезозойско-третичное время образовалась Балканская область с ее горными поясами. С другой стороны, в позднетретичное время спрединг в окраинных бассейнах (или океанизация в широком смысле) захватили довольно стабильные «срединные массивы» (краевые бассейны) Венгрии и Эгейского моря [20, 70, 75, 79].

Основная цель данной статьи заключается в анализе времени проявления крупных событий альпинотипной деформации и других важных процессов в отдельных частях Балканской области в меловое и третичное время (таблица)\*. Этими событиями определяются главные тектонические особенности области. Региональный анализ хронологии для отдельных участков и последующее сопоставление могут служить основой для интерпретации кинематики и истории движений. Рассматриваемые здесь результаты основаны как на литературных данных, так и на данных собственных полевых наблюдений.

Прежде всего заметим, что южный пояс Альпийско-Гималайской горной системы в пределах Балканской области (т. е. эллиниды и динариды) рассматривается с точки зрения хронологии тектонических движений. О динаридах-эллинидах можно сказать следующее: на фундаменте, частично подвергавшемся уже варисской складчатости, снова развилась система эвгеосинклиналь — миогеосинклиналь («couple», по Обуэну и др. [13]). Слагающие ее верхнепалеозойские, мезозойские и нижнетретичные породы содержат в эвгеосинклинальных зонах продукты инициального магматизма, типичного для процесса регенерации.

Эллиниды характеризуются следующими особенностями: альпийский орогенез начался во внутренней зоне эллинид на границе Родопского массива и в Вардарской зоне приблизительно в конце юры [10, 56—58] или уже на рубеже догерра — мальма [51]. После этого в позднеюрское — раннемеловое время накопился вардарский флиш [16]. В соответствии с законом миграции процесса горообразования во внутренних зонах эллинид сокращение земной коры произошло раньше всего — 160—120 млн. лет назад во время эо-эллинского тектогенеза и, вероятно, состояло из нескольких всплесков активности [49], соответствующих позднекембрийскому циклу. Усиление активности имело место в титоне во время

\* Составлена на основе следующих работ: [4, 10, 19, 30, 31, 32, 34, 36, 44, 48, 49, 59, 65, 69, 71, 73, 76, 78, 80, 81, 82]. Прерывистая черта — орогенические события; полужирная линия — орогенические события с магматизмом; стрелка — эпохи спрединга (возраст в млн. лет).

«révolution fini — jurassique» [14]. Произошло надвигание океанической коры, т. е. обдукция базитов океанического дна со стороны Вардарской зоны с северо-востока на юго-запад. Неокиммерийская фаза особенно сильно затронула Аттику и Эвбею [1]. В районе Халкидики и в Македонии [54] приблизительно одновременно с позднеюрской складчатостью в интервале 140—150 млн. лет внедрились граниты. В Пелагонийской зоне тектоно-термальные явления имели место несколько позже, в начале раннего мела (валанжин) [84]. На рубеже юры и мела происходило интенсивное сближение Европейской и Африканской плит и сокращение заключенного между ними океанического пространства Тетиса [17, 35]. Это могло быть причиной позднекиммерийского тектогенеза.

Дальнейшая орогеническая активность в Пелагонийской и Субпелагонийской зонах отмечается в конце раннего мела (между валанжином и аптом) [17, 62, см. также таблицу]. Эта эпоха коррелируется с австроальпийской или раннеастурийской фазой. С этой эпохой связано, вероятно, образование флиша. В прогибе Пиндос перед фронтом эо-эллинского покрова образовался первый флиш Пиндоса барремского — ранне-туронского возраста [15]. Флиш Пиндоса более или менее соответствует Боснийскому флишу.

В конце позднего мела наряду с метаморфизмом отмечено движение покровов в восточной части Эгейского региона и на о. Крит [46, см. также таблицу]. Кроме того, тектонические движения на границе мела и третичного времени отмечены во внутренних эллинидах [62] (таблица). В некоторых местах этой области, вероятно, уже в позднем маастрихте, началось накопление флиша. В течение того же периода в соседней Вардарской зоне произошло внедрение гранитов, а также извержение риолитов и андезитов [21, 56, 57].

Прекращение накопления флиша во внутренних эллинидах в позднем эоцене было связано с главным позднеэоценовым орогенезом, который обусловил образование зоны интернид. Центральные эллинские покровы образовались в это же время. И тогда же произошло перемещение покровов на о. Крит [16]. Все эти события представляют собой илирийскую (раннепиренейскую) фазу. Метаморфизм в кристаллических породах Фессалии и Киклад, так же как и граниты Родопского массива, считаются синхронными главному позднеэоценовому тектогенезу ([46], таблица).

Вся область внешних эллинид испытала погружение в позднем эоцене (приабоне) с широким развитием флишевой седиментации [63]. Мощные олистостромы, связанные с этим флишем, указывают на близость Пиндской Кордильеры на северо-востоке [11, 39, 62]. Накопление флиша длилось до аквитана и частично до бурдигала. После этого центральные Эллинские покровы, более или менее аналогичные интернидам, были надвинуты вместе с Пиндским покровом к юго-западу, поверх зоны Гаврово — Триполица. Складчато-покровная структура экстернид (в виде Западно-Эллинских покровов) сформировалась в основном в это время, т. е. между ранним и средним миоценом. На о. Левкас фронтальная часть Западно-Эллинского покрова надвинута даже на верхний миоцен [48, 62]. Пока неясно, относятся ли эти движения к аттической или роданской фазе. В позднем миоцене на островах Кикладского архипелага, на о. Кос, в Аттике и в Арголиде имело место интенсивное сжатие [7], молодой метаморфизм кристаллического комплекса Киклад и внедрение кислых интрузий [2, 46] (таблица). После перемещения центральных Эллинских покровов в среднем миоцене произошло образование неогеновых бассейнов-грабен в Центральной и Южной Эгейских областях и в Западной Анатолии. Одновременно и, возможно, в кинематической связи с этими событиями произошло извержение вулканитов (22—11 млн. лет) в центральной части Эгейского региона и в Северо-Западной Анатолии [46].

Подобно динаридам эллиниды представляют хорошо известный пример того, как орогеническая активность аналогично накоплению флиша мигрировала из внутренних зон геосинклинального — орогенного пояса в направлении его внешних зон [83]. Это было названо Обуэном [10] орогенической полярностью. Но это не был непрерывный процесс, подобный плавной волне. Более того, миграция происходила дискретно — в определенные этапы и фазы с промежутками. Так в случае эллинид сначала одна часть (интерниды) испытала орогенез в позднем эоцене, а затем другая часть (экстерниды) подверглась самостоятельному орогеническому преобразованию в среднем эоцене. Таким образом, различные флишевые комплексы еще не служат индикатором временных соотношений [62]. Однако в этом правильном ходе развития внешних зон как обрамления внутренних зон существует одно исключение. Им является позднеэоценовый Центральнозгейский складчатый пояс, который протягивается к востоку — северо-востоку несогласно и поперек главного северо-западного простирания [46].

Динариды расположены на северо-западном продолжении эллинид, и оба складчатых сооружения имеют много общего. Динариды также разделяются на внутреннюю и внешнюю зоны. И эллиниды и динариды разделены крупным поперечным разрывом Скутари-Печ северо-восточного простирания.

В динаридах обнаруживается несколько крупных тектонических эпизодов [19, 34, 73]. На площади внутренних динарид тангенциальные движения имели место до рубежа юры и мела после накопления юрской типично эвгеосинклинальной диабаз-кремнистой формации и юрских флишоидных толщ; эти движения являются позднекиммерийскими. Они сопровождалась региональным метаморфизмом [22, 58]. С ними связано надвигание ультраосновных пород океанической коры по направлению с северо-востока на юго-запад. Как и в случае эо-эллинского покрова в данном случае речь снова идет об обдукции. Позднекиммерийские складчатые структуры были трансгрессивно перекрыты только в альбское и сеноманское время [34]. Во внутренних динаридах в мелу накапливался Боснийский флиш, который можно сравнить с первыми флишевыми толщами Пинда. Обломочный материал поступал согласно Рампну [61, с. 89, 91] из созданных ранее горных массивов палеодинарид. Австрийские движения перед и на рубеже раннего и позднего мела устанавливаются во внутренних динаридах, особенно в районе Копаноник [3, 34]. Далее флиш накапливался во внешних динаридах в позднем сеноне до приабо-на аналогично эллинидам, в которых, однако, он накапливался частично и только во внутренней зоне.

В Сербской зоне, принадлежащей внутренним динаридам, наиболее поздние меловые, вероятно, раннеларамийские, движения имели место в маастрихте [19, 34]. Надвигание пород Сербской зоны к юго-западу происходило, вероятно, в послепалеоэоценовое — доолигоэоценовое время, являясь выражением иллирийской или пиренейской фаз. Надвигание внешних динарид произошло после раннего или среднего эоцена, соответствуя, таким образом, также иллирийским — пиренейским движениям. Как и в эллинидах эти две фазы (1-я и 2-я пиренейские) имели большое значение для динарид. Это были главные орогенические движения, с которыми связаны интенсивная складчатость и горизонтальное перемещение. В самой внешней полосе экстернид, т. е. в Адриатической зоне на юго-западе, развит верхнеэоценовый и олигоэоценовый флиш [74, с. 348]. Так же как в эллинидах, флиш динарид имеет все более молодой возраст в направлении от внутренних к внешним зонам. Из этого, однако, не следует, что эта миграция орогенеза была длительной и непрерывной. Это было подчеркнуто также Бланше [19].

Позднетектоническая стадия датируется послепиренейским временем. Аналогично эллинидам в позднем олигоцене и миоцене здесь формиро-



вались обширные (молассовые) впадины и горсты. Блоковые движения сопровождались значительным третичным вулканизмом кислого и среднего состава. Неотектонические, преимущественно вертикальные, движения, вероятно, отражают активность савской, штирийской, аттической и роданской фаз.

Теперь рассмотрим последовательность тектонических событий северного пояса альпийской системы Балканской области, т. е. Карпато-Балканского складчатого сооружения. Вначале речь пойдет о Карпатах.

Они разделяются на Западные, Восточные и Южные Карпаты. В этой системе различаются продольные зоны экстернид и интернид. История тектонического развития Карпат рассмотрена в многочисленных работах [4, 5, 21, 22, 32, 33, 55, 64, 65, 72, 78, 80].

В Карпатской геосинклинали нет ясных указаний на позднекиммерийские движения на границе юры и мела. Местами отмечается непрерывное осадконакопление, начиная с титона, местами, однако, известно трансгрессивное залегание нижнемелового флиша, особенно в Бескидах, и флиша внутренних зон Румынии. Во флише имеются проявления инициального магматизма.

Приблизительно в конце раннего мела произошла одна из главных фаз складчатости Карпатского сооружения — первая австрийская фаза перед гольтом [78, 80]. Эта фаза особенно ярко проявилась в интернидах в Западных Карпатах (в том числе в Пьеннинской зоне), Румынских, Восточных и Южных Карпатах, где в районе Банат произошло передвижение Гетского покрова в восточном направлении, так же как в Апусенидах [60, 65]. С этой главной фазой была прежде всего связана консолидация внутренних зон Карпат, а также поднятие и общая регрессия в этой области. Однако синорогенные интрузии в интернидах неизвестны. Ранняя австрийская фаза заключена в узком интервале времени в зоне Высоких Татр, в которых аптские известняки трансгрессивно перекрыты породами среднего альба. Таким образом, эта фаза приурочена к границе апта и альба [4]. Ранней австрийской фазе соответствуют диафториты кристаллического комплекса Вепорид в Словакии с радиометрическим возрастом 107—106 млн. лет.

В северных районах центрального отрезка Карпат флиш имеет верхнеальбско-туронский возраст [80, с. 67—68]. Позднеавстрийские движения, по-видимому, не затронули этого района. В Восточных Карпатах и горах Апусени отмечается трансгрессия сеноманского флиша. Накопление Карпатского флиша продолжалось в туроне — сантоне. Процесс субгерцинского горообразования захватил Западные Бескиды, зону Клиппов и Гетскую зону. Как отмечает Д. Андрусов, средиземноморская фаза позднего турона с образованием покровов сыграла относительно большую роль в истории развития западной части Центральных Карпат. Возраст этой фазы определяется по угловому несогласию в основании сенона и радиометрическому возрасту вепорских диафторитов в 88—72 млн. лет [80]. Следовательно, это могли быть также более молодые субгерцинские движения. С илседской фазой на границе раннего и среднего сантона связано движение покровов с северной вергентностью в Пьеннинской зоне [6]. Особенно отчетливое несогласие в основании сенона наблюдается в Восточных и Южных Карпатах. В Бескидах имеется сенонский флиш. В Апусенидах и Банате в сеноне и дании развиты субсеквентные магматиты.

Ларамийские движения выражены стратиграфическими несогласиями и слабой складчатостью. Орогенические деформации имели место в Южных Карпатах (в конце мела, по данным Сандулеску, [65]), в Апусенидах в Пьеннинской зоне Клиппов. С ними связаны банатиты, а также граниты района Зипса [78, стр. 173].

Во флишевых Карпатах накопление флиша продолжалось в эоцене и олигоцене. Во внутренних зонах эоцен залегает трансгрессивно. Пире-

нейские движения не играли здесь, по-видимому, заметной роли [64, с. 338].

Другой главной фазой альпийской истории Карпат была савская фаза, захватившая экстерниды. С ней связано образование покровной структуры Флишевых Карпат. Движениями были охвачены Западные Карпаты по всей их длине, так же как и Восточные Карпаты, но за исключением небольших краевых участков. В Венгерском внутреннем массиве проявилась интенсивная германотипная тектоника [78]. Следует различать раннюю (между олигоценом и миоценом) и позднюю (граница аквитана и бурдигала) савские фазы [80]. Последняя является наиболее значительной фазой в неогене. С ней связано формирование основной структуры Карпатской флишевой зоны [5, 32, 33, 65, 75, 80]. Развитие неогеновой Карпатской дуги можно связать с интенсивным сокращением геосинклинали. На тыловой стороне дуги в миоцене образовался Паннонский краевой бассейн [21]. После бурдигальской трансгрессии, сопровождавшейся накоплением значительных масс конгломератов в Западных и Южных Карпатах вплоть до гельветского времени, шло накопление соленосных толщ в Восточной Галиции и Румынии.

Штирийский тектогенез, особенно во время ранней штирийской фазы (гельвет) вызвал надвигание флишевого покрова на молассу [32], а во время молдавской фазы флишевой покров был надвинут на породы нижнего тортона. В ходе этого процесса надвиги с перемещением около 25 км образовались у внешнего края Восточных Карпат [64]. Во время поздней штирийской фазы Внутренние Карпаты в пределах Венгрии и территория Трансильвании подверглись только германотипным деформациям. В гельвете начался андезит-риолитовый вулканизм Трансильвании, достигший кульминации в тортоне. В тортоне накопилась соленосная формация Западной Галиции (Величка) и Западной Подолии. В сармате уже накапливались пресноводные осадки; в плиоцене доминировал интенсивный вулканизм, который вначале был субсеквентным и затем финальным. Плиоцен-плейстоценовый вулканизм связан с расширением Паннонской впадины [20, 75].

Аттическая складчатость на границе миоцена и плиоцена не имела здесь большого значения. Плиоценовые отложения лимнического типа достигают мощности в несколько тысяч метров у южного края Восточных Карпат в связи с их значительным погружением. Плиоценовая и постплиоценовая (валахская), а также плейстоценовая (пасаденская) складчатости лишь в очень слабой степени захватили эту территорию [78].

Южные Карпаты продолжают к западу по направлению к Карпатско-Балканской дуге, имеющей южное и юго-восточное простирание. На востоке к этой дуге приключается Балканское складчатое сооружение Болгарии. Последовательность тектонических событий балканид описана в работах многих исследователей [26—29, 38, 40, 69, 77].

Балканиды возникли на месте геосинклинали, заключенной между двумя варисскими «платформами», — Родопским массивом на юге и Валахским выступом (Мизийской плитой) на севере. Балканиды состоят из трех продольных зон: 1) Болгарского среднего массива (Среднегорья), 2) Стара-Планины, 3) Передних Балкан. По отношению к балканидам также возможно применить деление на интерниды и экстерниды: средний массив соответствует интернидам, Стара-Планина и Передние Балканы — экстернидам.

Относительно истории тектонического развития балканид можно сказать следующее: восточная часть Среднегорья (район Сакар-Странджа) развивалась своеобразно. Особенность этой площади заключается в том, что здесь аналогично Вардарской зоне эффектно проявилась поздне-кimmerийская складчатость и региональный метаморфизм послеюрского этапа основного геосинклинального магматизма. Более того, сеноман

залегают несогласно на деформированных нижнемеловых породах, подтверждая тем самым проявление интенсивной австрийской складчатости.

В Среднегорье верхнемеловые породы, включающие геосинклинальные вулканиты, обычно лежат выше палеозойских и мезозойских (до нижнего мела включительно) пород. Эти верхнемеловые породы рассматриваются как образования ортогеосинклиналичного типа. Однако присутствие кроме основных также вулканитов среднего и кислого состава, а также наличие пластов угля свидетельствует, что это не были типично ортогеосинклинальные условия. Боччалети и его соавторы [22] считают, что это был окраинный морской бассейн с субдукцией с юга. Богданов и его соавторы [23, 24] связывают, однако, эти деформации с развитием Тетиса и субдукцией с севера, учитывая наличие юрских основных вулканитов в районе Истранджи. Структура Среднегорья была сформирована ларамийской складчатостью, сопровождавшейся интенсивным синорогенным кислым интрузивным магматизмом. В раннетретичное время здесь проявился субсеквентный вулканизм.

В зоне Стара-Планины, особенно в ее восточной части, в результате интенсивного опускания накопилась толща пород верхнего мела и палеогена мощностью 3000 м. На границе верхнего и среднего миоцена проявилась иллирийская (раннепиренейская) складчатость, которая была главным орогеническим событием в Балканской зоне (Стара-Планине). В это время образовались крупные складки с северной вергентностью, а во фронтальной части Стара-Планины — покровы с перемещением около 15 км, среди которых особенно характерен Центральнобалканский гранитный покров [28, 40, 67]. Верхний эоцен (приабон) в молассовых фациях лежит несогласно.

В Предбалканах развиты две толщи флиша: титон-берриасовая и ниже-среднеэоценовая. Восточная часть Предбалкан была слегка затронута лудогорской (австроальпийской) складчатостью между барремом и аптом. Но главный тектогенез в зоне Предбалкан аналогично зоне Стара-Планина был связан с раннепиренейской (илирийской) фазой, имевшей место после накопления типичного глубоководного эоценового флиша мощностью до 1000 м. С этой фазой в особенности было связано образование в Предбалканах крупных антиклиналей юрского типа с северной вергентностью.

Орогенез в балканидах был двуступенчатым и мигрировал от внутренних к внешним зонам, т. е. с юга на север: ларамийская фаза в интернидах на юге и иллирийская фаза в экстернидах на севере. Крайштиды, примыкающие к балканидам на западе и частью срезающие их по диагонали [27], испытали несколько фаз складчатости; главной была складчатость савской фазы на границе олигоцена и миоцена.

Сравним историю мезозойских и кайнозойских движений на Балканском полуострове с последовательностью движений в горных поясах, непосредственно примыкающих с северо-запада и юго-востока, т. е. с Восточными Альпами и Западной Турцией, для того чтобы на более широком материале проверить совпадение или отсутствие совпадения во времени между тектоническими событиями названных областей.

Специальное исследование Восточных Альп было выполнено Тольманом [80]. Для этой площади наибольшее значение имели следующие орогенические фазы: позднекиммерийская, австрийская, субгерцинская, пиренейская, савская, штирийская.

Для Западной Турции для этого же отрезка времени были характерны, по Бринкманну [31] и другим авторам, фазы: позднекиммерийская, австрийская, субгерцинская, ларамийская, пиренейская, штирийская.

Данный предварительный и краткий обзор представляет собой попытку суммировать старые и новые данные по хронологии геотектонических событий Балканской области в течение мелового и третичного времени.

До настоящего времени существуют многочисленные проблемы, связанные с историей тектонического развития обширной и сложно построенной площади Балканского полуострова. С одной стороны, они обусловлены неопределенностью отнесения орогенических событий к некоторым фазам вследствие неточного датирования в условиях длительного стратиграфического перерыва. С другой стороны, данные по разным районам не всегда хорошо сопоставимы или не могут быть скоррелированы. Частично данные вообще отсутствуют.

Вместе с тем большинство имеющихся данных свидетельствует о том, что в Балканской области, как это уже давно отмечено Бланше [19], в особенности применительно к динаридам, в рассматриваемом интервале времени устанавливаются те же самые геотектонические импульсы (или переломные рубежи), которые были выделены ранее в глобальном масштабе и описаны Штилле [76] как орогенические фазы. С ними связаны значительные изменения в ходе тектонического развития [68].

Несомненное совпадение во времени обнаруживается также при сопоставлении угловых несогласий в орогенических областях с прерывистостью океанического спрединга. Это указывает на кинематическую связь между этими явлениями, коль скоро их активность (изменение направления и скорости движения плит, в одном случае, и орогеническое сжатие — в другом) проявляется в одни и те же интервалы времени [71].

Я не думаю, во-первых, что орогенические импульсы являются только выражением медленных и однообразных «орогенических волн», мигрирующих в земной коре, и, во-вторых, что угловые несогласия представляют собой вследствие этого неупорядоченно распространенные и случайные с точки зрения времени их проявления события, возникающие в ходе таких движений. Более того, я полагаю, что имеются хронологически достаточно определенные пики орогенических событий в истории Земли и что активность альпинотипного орогенеза не постоянна, но имеет эпизодический характер, проявляясь в виде фаз деформации, разделенных относительно спокойными стадиями. Это мнение уже убедительно формулировалось некоторыми авторами на основании углубленного изучения материала. Тем не менее, несмотря на то что указанный общий принцип согласуется с фактами, арсенал имеющихся в настоящее время данных нуждается в еще большем расширении и частично внесении более точных определений. В настоящей статье дан лишь грубый обзор, который должен быть уточнен путем дальнейших исследований в разных странах Балканского полуострова.

#### Литература

1. *Albandakis N. D.* The main phases of the alpine orogenesis in Skyros, Eubea and Atticoboetia.— In: VI. Colloqu. Geol. Aegean Region, 1977, S. 25.
2. *Altherr R., Reller J., Kott K.* Der jungtertiäre Monzonit von Kos und sein Kontakthof (Agäis, Griechenland).— Bull. Soc. geol. France, 1976, v. 7, № 18, p. 403—412.
3. *Andjelkovic M.* Tectonics of the Dinarides and Sumadides of Yugoslavia.— In: VI. Colloqu. Geol. Aegean Region. 1977, 165.
4. *Andrusov D.* Die geologische Entwicklung der Klippenzone und der zentralen Westkarpaten.— Mitt. geol. Ges. Wien, B. 51 (1958—1960, S. 1—18.
5. *Andrusov D.* Les principaux plissements alpins dans le domaine des Carpathes occidentales.— In: Livre Mém. P. Fallot, II, 1963, p. 519—529.
6. *Andrusov D., Bystricky J.* Über die Bedeutung der subherzynischen Faltungsphase im Gebiet der Westkarpaten.— Geol. Sbornik, 1959, № 10, S. 324—326.
7. *Angelier J.* Observations on the tectonic evolution of the southern Aegean Region since the late Miocene.— In: VI. Colloqu. Geol. Aegean Region, 1977, S. 66.

8. *Angenheister G., Bögel H., Gebrande H., Giese V., Schmidthome P., Zeil W.* Recent investigations of surficial and deeper crustal of the Eastern and Southern Alps.— *Geol. Rundschau*, 1972, B. 61, S. 349—395.
9. *Argyruadis I.* Sur l'orogénese mésogéenne des temps crétacés.— *Rev. Géogr. phys.*, 1974 (2), XVI, p. 23—60.
10. *Aubouin J.* Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin.— *Bull. Soc. géol. France*, 1960, № 2, p. 487—526.
11. *Aubouin J.* Réflexion sur le problème des Flyschs et des Molasses; son aspect dans les Hellénides (Grèce).— *Ecl. géol. Helv.*, 1964, v. 57, p. 451—469.
12. *Aubouin J.* Brève présentation de la géologie de la Grèce.— *Bull. Soc. géol. France*, 1977, VII, v. 19, p. 6—10.
13. *Aubouin J., Brunn J.-H., Celet P., Decourt J., Godfriaux I., Mercier J.* Esquisse de la géologie de la Grèce.— In: *Livre Mém. P. Fallot*, 1963, v. II, p. 583—610.
14. *Aubouin J., Dercourt J.* Les transversales dinariques dérivent-elles de paléofailles transformantes? — *C. r. Acad. sci. Paris, (D)*, 1975, T. 281, p. 347—350.
15. *Bachmann G. H., Risch H.* Ein oberjudassisch-unterkretazischer (eohellenischer) Flysch in der Argolis und der Bau der Lighourion-Mulde (Peloponnes, Griechenland).— *N. Jb. Geol. Paläontol. Abhandl.*, 1976, B. 152, S. 137—160.
16. *Baumann A., Best G., Wachendorf H.* Die alpidischen Stockwerke der südlichen Agäis.— *Geol. Rundschau*, 1977, B. 66, S. 492—522.
17. *Bernoulli D., Laubscher H.* The palinspastic problem of the Hellenides.— *Ecl. géol. Helv.*, 1972, B. 65, S. 107—118.
18. *Biju-Duval B., Dercourt J., Le Pichon X.* From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: A Plate tectonic Model of the Evolution of the Western Alpine System.— In: *International Symposium on the Structural History of the Mediterranean basins. Split. (Yugoslavia)*, Éditions Technic, Paris, 1976 (1977), p. 143—164.
19. *Blanchet R.* De L'Adriatique au Bassin Pannonique. Essai d'un modèle de chaîne alpine.— *Mém. Soc. géol. France*, 1978, v. 120, p. 172.
20. *Boccaletti M., Horvath F., Loddo M., Mongelli F., Stegena L.* The Tyrrhenian and Pannonian basins: A comparison of two Mediterranean interarc basins.— *Tectonophysics*, 1976, v. 35, p. 45—69.
21. *Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A.* Hypotheses on the plate tectonic evolution of the Carpatho-Balkan arcs.— *Earth Planet. Sci. Letters*, 1974a, v. 23, p. 193—198.
22. *Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A.* The Balkanids as an Instance of Back-arc Thrust Belt.— *Geol. Soc. America Bull.*, 1974, v. 85, p. 1077—1083.
23. *Bogdanov B.* Metallogeny of Srednagora zone in the context of plate tectonics.— In: *Metallogeny and Plate tectonics in the Northeastern Mediterranean. Fac. Mining and Geol.*, 1977, p. 493—504.
24. *Bogdanov B., Dachev H., Vulchanov A.* Metallogeny of Bulgaria in the context of plate tectonics.— In: *Problems of ore deposition. 4. IAGOD Symposium, Varna, v. II*, 1974, p. 435—444.
25. *Bonchev E.* Versuch einer tektonischen Synthese West-bulgariens (Bulgar. mit deutscher Zusammenfassung).— *Geologica Balkanica*, 1936, v. 2, p. 5—48.
26. *Bonchev E.* *Geologija na Bulgarija*. 1955. 264 p.
27. *Bonchev E.* Über die tektonische Ausbildung der Kraistiden.— *Geologie*, 1958, v. 7, p. 409—419.
28. *Bonchev E.* Revue générale de la structure géologique de la Bulgarie.— *Bull. «Strashimir Dimitrov» Inst. of Geol., K. H.*, 1966, v. XV, p. 5—24.
29. *Bonchev E.* Über einige Gesetzmässigkeiten in der Rhegmagenese der Balkanhalbinsel.— *Rev. Bulg. Geol.*, 1970, v. 31, № 2, p. 135—145.
30. *Bonchev E., Savov S., Tschatalov G.* Über die Schollengliederung des Strandsha-Antiklinoriums.— *Bulg. Acad. Science, Bull. Geol. Inst., Series Geotect.*, K. H., 1969, v. XVIII, p. 143—157.
31. *Brinkmann R.* *Geology of Turkey*. 1976. 158p.
32. *Buday T.* The development of the West-Carpathians during the Neogene.— In: *Tectonic development of Czechoslovakia*, 1960, p. 199—206.
33. *Buday T.* Der tektonische Werdegang der Neogenbecken der Westkarpaten und ihr Baustil.— *Geol. Práce, Zosit*, 1961, v. 60, p. 87—106.
34. *Ciric B.* Le développement des Dinarides yougoslaves pendant le cycle alpin.— In: *Livre Mém. P. Fallot*, II, 1963, p. 565—582.
35. *Decourt J.* L'expansion océanique actuelle et fossile; ses implications géotectoniques.— *Bull. Soc. géol. France*, (VII), 1970, v. 12, p. 261—317.
36. *Dewey J. F., Pitman III, W. C., Ryan W. B. F., Bonnin J.* Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System.— *Geol. Soc. America Bull.*, 1973, v. 84, p. 3137—3180.
37. *Dimitrijević M. D.* The Dinarides: a model based on the New Global Tectonics.— In: *Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia*.— *Fac. Mining and Geol. (Belgrade Univ.)*, 1974, p. 141—178.
38. *Dimitrov S.* Über die alpidische Regionalmetamorphose und ihre Beziehungen zu der Tektonik und dem Magnetismus in Südostbulgarien.— *Geologie*, 1958, v. 7, p. 560—568.
39. *Doert U.* Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen zum Bau und zur Stellung

- der Olonos-Pindos-Zone in der mittleren Peloponnes.—Z. dtsh. geol. Ges., 1976, v. 127, p. 417—428.
40. *Foose R. M., Manheim F.* Geology of Bulgaria: a Review.—Amer. Assoc. Petrol. Geologist Bull., 1975, v. 59, p. 303—335.
  41. *Gochev P. M.* L'évolution géotectonique du mégabloc bulgare pendant le Trias et le Jurassique.—Bull. Soc. géol. France, VII, 1976, v. 18, p. 209—216.
  42. *Hadzi E., Pantic N., Aleksic V., Kalenic M.* Un modèle préliminaire de l'évolution tectonique de la péninsule balkanique dans le cadre du développement de la Méditerranée entière au cours du cycle alpin.—Bull. Soc. géol. France, VII, 1976, v. 18/2, p. 199—203.
  43. *Hiessleitner G.* Der dinarische Ophiolithzug in den Ostalpen.—In: Verh. Geol. B.-A, Sonderheft A, Geol. Führer zu den Exkurs, 1951, p. 102—104.
  44. *Hsü K. J., Nachev I. K., Vuchev V. T.* Geologic evolution of Bulgaria in light of plate tectonics.—Tectonophysics, 1977, v. 40, p. 245—256.
  45. *Hynes A. J., Nisbet E. G., Gilbert-Smith A., Welland M. J. P., Rex D. C.* Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othris region (eastern central Greece).—Z. dtsh. geol. Ges., 1972, v. 123, p. 455—468.
  46. *Jacobshagen V.* Thesen zum Bau und zur Entwicklung der Helleniden des griechischen Festlands, Univeröff. Ms. 1976. 8 p.
  47. *Jacobshagen V., Makris J.* Zur Geodynamik Griechenlands und der Agäis-Nachr. dtsh. geol. Ges., 1974, v. 9, p. 78—85.
  48. *Jacobshagen V., Makris J., Richter D., Bachmann G. H., Doert U., Giese P., Risch H.* Alpidischer Gebirgs bau und Krustenstruktur des Peloponnes.—Z. dtsh. geol. Ges., 1976 a, v. 127, p. 337—363.
  49. *Jacobshagen V., Risch H., Roeder D.* Die ehellensische Phase. Definition und Interpretation.—Z. dtsh. geol. Ges., 1976b, B. 127, S. 133—145.
  50. *Jankovic S.* Major alpine ore deposits and metallogenic units in the Northeastern Mediterranean and concepts of plate tectonics.—In: Metallogeny and plate tectonics in the Northeastern Mediterranean, Fac. Mining and Geol., 1977, p. 105—171.
  51. *Kaufmann G., Kockel F., Mollat H.* Note on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the innermost zone of the Hellenides (Northern Greece).—Bull. Soc. géol. France, VII, 1976, v. 18/2, p. 227—232.
  52. *Kober L.* Das alpine Europa. 1931. 310 p.
  53. *Kober L.* Die Orogenese. 1933. 184 p.
  54. *Kockel F., Mollat H., Walther H. W.* New Facts and Ideas on the Innermost Zones of the Hellenides.—Z. dtsh. geol. Ges., 1972, B. 123, S. 349—352.
  55. *Mahel M.* Introductory Articles.—In: Tectonics of the Carpathian Balkan arcs. 1974, p. 7—49.
  56. *Mercier J.* Paléogéographie, orogénèse, métamorphisme et magmatisme des zones internes des Hellénides en Macédoine (Grèce). Vue d'ensemble.—Bull. Soc. géol. France, 1966a, VII, B. 8, S. 382.
  57. *Mercier J.* Sur l'existence et l'âge de deux phases régionales de métamorphisme alpin dans les zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce).—Bull. Soc. géol. France, VII, 1966b, v. 8, p. 1020—1049.
  58. *Mercier J.* Plissements symmétamorphiques d'échelle Kilométrique, d'âge jurassique supérieur-éocène dans les Hellénides internes (Macédoine, Grèce).—C. r. Acad. sci. (D), 1973, T. 276, p. 2249—2252.
  59. *Mercier J., Vergely P.* Les Mélanges ophiolithiques de Macédoine (Grèce): Décrochements d'âge anté-crétacé supérieur.—Z. dtsh. geol. Ges., 1972, B. 123, S. 469—489.
  60. *Mutihac V., Preda I., Conovici M.* L'évolution et la structure géologique des montagnes et du plateau de Mehedinți (Roumanie).—In: VI Colloqu. Geol. Aegean Region, 1977, p. 113—114.
  61. *Ramproux J. P.* Contribution à l'étude géologique des Dinarides: Un secteur de la Serbie méridionale et du Monténégro oriental (Yougoslavie).—Mém. Soc. Géol. France, 1974, v. 119, p. 100.
  62. *Richter D.* Das Flysch-Stadium der Helleniden.—Ein Überblick.—Z. dtsh. geol. Ges., 1976, B. 127, S. 467—483.
  63. *Richter D., Mariolacos I.* Paläomorphologie und eozäne Verkarstung der Gavrovo-Tripolis-Zone auf dem Peloponnes (Griechenland).—Bull. Geol. Soc. Greece, 1972, v. 9, p. 206—228.
  64. *Roth Z.* Die Tektonik des Westabschnittes der Äusseren Karpaten in der CSSR.—Z. dtsh. geol. Ges., 1964, B. 116, S. 312—341.
  65. *Sándulescu M.* Essai de synthèse structurale des Carpathes.—Bull. Soc. géol. France, VII, 1975, v. 17, p. 299—358.
  66. *Savov S.* Strukturelle Beziehungen im Strandsha-Antiklinorium, (SE-Bulgarien).—Z. dtsh. geol. Ges., 1972, B. 123, S. 337—342.
  67. *Schmidt K., Schwan W.* Tektonische Untersuchungen in der Nordost-Randzone der Zentralbalkan-Decke.—Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie, Geologie, Biologie, 1960, B. 19, S. 35.
  68. *Schönenberg R.* Hans Still's Auffassung vom Grenzbereich Orogenese in heutiger Sicht.—Beih. Geol. Jb., 1969, v. 80, p. 155—166.

69. *Schwan W.* Deckenfragen im Balkan. Mit einer Einführung in die geotektonischen Verhältnisse Bulgariens.— *Geol. Rundschau*, 1961, B. 51, S. 181—218.
70. *Schwan W.* Geokinematische Faktoren in Inselbogen/Randmeer-Systemen, speziell im Helleniden-Agäis-Raum.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1976, B. 127, S. 105—124.
71. *Schwan W.* Höhepunkte der Geodynamik bei alpinotyper Orogenese und bei Ocean-floor spreading bzw. Plattenbewegungen.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1977, B. 128, S. 143—152.
72. *Sikora W.* Tectonic phases in the geosyncline of the polish outer Carpathians. Sympos. Beograd-Bor., 1970, p. 65—83.
73. *Sikoshek B.* Kurze Übersicht der orogenetischen Phasen in Jugoslawien. Sympos. Beograd-Bor., 1970, 45.
74. *Sikoshek B., Medwenitsch W.* Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1965, B. 116, S. 342—358.
75. *Stegena L., Gégzy B., Horváth F.* Late Genozoic evolution of the Pannonian basin.— *Tectonophysics*, 1975, v. 26, p. 71—90.
76. *Stille H.* Grundfragen der vergleichenden Tektonik. 1924. 443 p.
77. *Stille H.* Magmato-tektonische Verhältnisse Bulgariens im Lichte allgemeinerer Erfahrungen.— *Z. Bulgar. geol. Ges.*, 1940, v. 11 (Festschrift Stephan Bonchev), p. 1—27.
78. *Stille H.* Der tektonische Werdegang der Karpaten.— *Beih. Geol.* 1953, Jb. 8, S. 239.
79. *Szádeczky-Kaedoss E.* Plattentektonik im pannonisch-karpatischen Raum.— *Geol. Rundschau*, B. 65, S. 143—161.
80. *Tolimann A.* Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten.— *Geotekt. Forsch.*, 1966, B. 21, S. 156.
81. *Vogt P. R., Avery O. F.* Detailed Magnetic Surveys in the Northeast Atlantic and Labrador Sea.— *Geophys. Res.*, 1974, v. 79, p. 363—389.
82. *Vogt P. R., Johnson D. L., Holcombe A. L., Gilg J. G., Avery O. E.* Episodes of Sea-floor spreading recorded by the North Atlantic basement.— *Tectonophysics*, 1971, v. 12, p. 211—234.
83. *Wunderlich H.-G.* Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. 1966. S. 367.
84. *Yarwood G. A., Dixon J. E.* The Mesozoic and Tertiary evolution of the Pelagonian zone of Mainland Greece—progress, possibilities and problems.— In: VI. Colloqu. Geol. Aegean Region, 1977, p. 49.

Институт геологии и  
минералогии  
Университета Эрланген — Нюрнберг,  
ФРГ

Поступила в редакцию  
15.X.1980.

УДК 551.24+551.26.037(234.373)

БАЛЛА ЗОЛТАН

## ПРОБЛЕМА НЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ В КАРПАТСКОМ РЕГИОНЕ

Рассматриваются геодинамические обстановки формирования неогеновых эффузивов Карпатского региона. Показано, что известково-щелочные серии располагаются вдоль зон неогеновой субдукции, микроплит, в то время как вулканы знаменуют собой раскрытие внутридугового бассейна. Рассмотрены особенности стратиграфии и петрохимии вулканитов.

Неогеновые вулканы Карпатского региона издавна подразделяются на две серии: известково-щелочную (андезиты, дациты, риолиты) и щелочно-базальтовую. С появлением теории тектоники плит в их интерпретации обособились два направления.

1. Давно сформулированную идею о том, что неогеновый вулканизм Карпатского региона аналогичен таковому современных островных дуг, развивают советские, румынские и итальянские исследователи [3, 4, 5—8, 13, 16—18, 50]. Для разработанных вариантов характерны следующие положения.

Практически все известково-щелочные вулканы образуют единую дугу от Средней Словакии через Северную Венгрию, Восточную Словакию, Советское Закарпатье и Северную Румынию вплоть до гор Харгита. Эта дуга протягивается вдоль внутренней части Карпатской складчатой системы и связана с теми же процессами субдукции, результатом которых являются сами Карпаты. При этой субдукции поглотилась океаническая или субокеаническая кора бассейна, в котором накапливался флиш Внешних Карпат. Щелочно-базальтовый вулканизм сменяет известково-щелочной в пространстве, будучи приуроченным к внутренней стороне дуги, и является аналогом магматизма, связанного со опредингом внутридуговых бассейнов.

2. Другую идею о связи известково-щелочного вулканизма с мантийным диапиром выдвинул Садецки-Кардош [67]. Эта идея развивается венгерскими и чехословацкими исследователями [66, 51, 63, 64]. При этом подчеркивается следующее.

Известково-щелочные вулканы образуют ареал, ограниченный дугой Карпатской складчатой системы. Этот ареал не обнаруживает четкой связи с тектоникой Карпатской горной системы, и его возникновение связано с субдукцией вдоль последней лишь опосредованно, через мантийный диапир. Характер бассейна флишенакпления Внешних Карпат с точки зрения неогенового вулканизма не имеет значения. Щелочно-базальтовый вулканизм сменяет известково-щелочной во времени, что связано со сменой всеобщего сжатия всеобщим растяжением в пределах Карпатского региона на границе миоцена и плиоцена и с началом развития внутридугового бассейна.

Отметим, что единственной аналогией известково-щелочного вулканизма Карпат считается провинция бассейнов и хребтов Запада США [66] или же аналогии вообще не приводятся [51].

Эти два направления имеют несколько весьма существенных общих черт:



69. *Schwan W.* Deckenfragen im Balkan. Mit einer Einführung in die geotektonischen Verhältnisse Bulgariens.— *Geol. Rundschau*, 1961, B. 51, S. 181—218.
70. *Schwan W.* Geokinematische Faktoren in Inselbogen/Randmeer-Systemen, speziell im Helleniden-Ägäis-Raum.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1976, B. 127, S. 105—124.
71. *Schwan W.* Höhepunkte der Geodynamik bei alpinotyper Orogenese und bei Ocean-floor spreading bzw. Plattenbewegungen.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1977, B. 128, S. 143—152.
72. *Sikora W.* Tectonic phases in the geosyncline of the polish outer Carpathians. Sympos. Beograd-Bor., 1970, p. 65—83.
73. *Sikosek B.* Kurze Übersicht der orogenetischen Phasen in Jugoslawien. Sympos. Beograd-Bor., 1970, 45.
74. *Sikosek B., Medwenitsch W.* Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1965, B. 116, S. 342—358.
75. *Stegena L., Gégzy B., Horváth F.* Late Genozoic evolution of the Pannonian basin.— *Tectonophysics*, 1975, v. 26, p. 71—90.
76. *Stille H.* Grundfragen der vergleichenden Tektonik. 1924. 443 p.
77. *Stille H.* Magmato-tektonische Verhältnisse Bulgariens im Lichte allgemeinerer Erfahrungen.— *Z. Bulgar. geol. Ges.*, 1940, v. 11 (Festschrift Stephan Bonchev), p. 1—27.
78. *Stille H.* Der tektonische Werdegang der Karpaten.— *Beih. Geol.* 1953, Jb. 8, S. 239.
79. *Szádeczky-Kaedoss E.* Plattentektonik im pannonisch-karpatischen Raum.— *Geol. Rundschau*, B. 65, S. 143—161.
80. *Tolimann A.* Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten.— *Geotekt. Forsch.*, 1966, B. 21, S. 156.
81. *Vogt P. R., Avery O. F.* Detailed Magnetic Surveys in the Northeast Atlantic and Labrador Sea.— *Geophys. Res.*, 1974, v. 79, p. 363—389.
82. *Vogt P. R., Johnson D. L., Holcombe A. L., Gilg J. G., Avery O. E.* Episodes of Sea-floor spreading recorded by the North Atlantic basement.— *Tectonophysics*, 1971, v. 12, p. 211—234.
83. *Wunderlich H.-G.* Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. 1966. S. 367.
84. *Yarwood G. A., Dixon J. E.* The Mesozoic and Tertiary evolution of the Pelagonian zone of Mainland Greece—progress, possibilities and problems.— In: VI. Colloqu. Geol. Aegean Region, 1977, p. 49.

Институт геологии и  
минералогии  
Университета Эрланген — Нюрнберг,  
ФРГ

Поступила в редакцию  
15.X.1980.

УДК 551.24 + 551.26.037 (234.373)

БАЛЛА ЗОЛТАН

## ПРОБЛЕМА НЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИТОВ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ В КАРПАТСКОМ РЕГИОНЕ

Рассматриваются геодинамические обстановки формирования неогеновых эффузивов Карпатского региона. Показано, что известково-щелочные серии располагаются вдоль зон неогеновой субдукции, микроплит, в то время как вулканы знаменуют собой раскрытие внутридугового бассейна. Рассмотрены особенности стратиграфии и петрохимии вулканитов.

Неогеновые вулканы Карпатского региона издавна подразделяются на две серии: известково-щелочную (андезиты, дациты, риолиты) и щелочно-базальтовую. С появлением теории тектоники плит в их интерпретации обособились два направления.

1. Давно сформулированную идею о том, что неогеновый вулканизм Карпатского региона аналогичен таковому современных островных дуг, развивают советские, румынские и итальянские исследователи [3, 4, 5—8, 13, 16—18, 50]. Для разработанных вариантов характерны следующие положения.

Практически все известково-щелочные вулканы образуют единую дугу от Средней Словакии через Северную Венгрию, Восточную Словакию, Советское Закарпатье и Северную Румынию вплоть до гор Харгита. Эта дуга протягивается вдоль внутренней части Карпатской складчатой системы и связана с теми же процессами субдукции, результатом которых являются сами Карпаты. При этой субдукции поглотилась океаническая или субокеаническая кора бассейна, в котором накапливался флиш Внешних Карпат. Щелочно-базальтовый вулканизм сменяет известково-щелочной в пространстве, будучи приуроченным к внутренней стороне дуги, и является аналогом магматизма, связанного со опредингом внутридуговых бассейнов.

2. Другую идею о связи известково-щелочного вулканизма с мантийным диапиром выдвинул Садецки-Кардош [67]. Эта идея развивается венгерскими и чехословацкими исследователями [66, 51, 63, 64]. При этом подчеркивается следующее.

Известково-щелочные вулканы образуют ареал, ограниченный дугой Карпатской складчатой системы. Этот ареал не обнаруживает четкой связи с тектоникой Карпатской горной системы, и его возникновение связано с субдукцией вдоль последней лишь опосредованно, через мантийный диапир. Характер бассейна флишенакпления Внешних Карпат с точки зрения неогенового вулканизма не имеет значения. Щелочно-базальтовый вулканизм сменяет известково-щелочной во времени, что связано со сменой всеобщего сжатия всеобщим растяжением в пределах Карпатского региона на границе миоцена и плиоцена и с началом развития внутридугового бассейна.

Отметим, что единственной аналогией известково-щелочного вулканизма Карпат считается провинция бассейнов и хребтов Запада США [66] или же аналогии вообще не приводятся [51].

Эти два направления имеют несколько весьма существенных общих черт:

а) в связи с неогеновой историей субдукция рассматривается только вдоль Карпатской складчатой системы;

б) признается петрохимическое сходство известково-щелочных вулканитов с таковыми островных дуг, а также какая-то их связь с процессами субдукции;

в) щелочные базальты связываются с формированием внутридугового Паннонского бассейна.

Основные различия между ними следующие:

а) там, где сторонники аналогии с островодужными комплексами обнаруживают дугу, сторонники мантийного диапира видят ареал;

б) там, где приверженцы первого направления усматривают смену известково-щелочного магматизма щелочно-базальтовым в пространстве, последователи второго констатируют смену во времени.

Таким образом, сущность разногласий сводится к неодинаковому истолкованию пространственно-временных закономерностей вулканизма.

Сопоставив материалы, которыми оперируют различные исследователи, можно обнаружить следующее.

1. Все исследователи пользуются практически одной и той же информацией, лишь несколько более подробной в отношении тех объектов, в изучении которых сами принимали участие.

2. Разногласия по вопросу «дуга или ареал» возникают в значительной части в связи с неодинаковым подходом к перекрытым более молодыми отложениями областям, в первую очередь Большой Венгерской впадины: сторонники дуги практически полностью игнорируют данные по ним, приверженцы же ареала учитывают наличие мощного риолитового вулканизма, продукты которого ныне скрыты в недрах низменных областей Венгрии. С другой стороны, сторонники мантийного диапира упускают из виду, что подавляющее большинство вулканитов восточных районов региона сконцентрировано в виде четких вулканических цепей (Вигорлат-Гута и Кэлиман-Харгита).

3. По вопросу о соотношении известково-щелочного и щелочно-базальтового вулканизма представление о смене в пространстве базируется в основном на молодости известково-щелочных вулканитов хребта Кэлиман-Харгита в Румынии, практически одновозрастных щелочным базальтам большинства районов Паннонского бассейна. Представление же о смене во времени зиждется на данных по Словакии и Венгрии, где все известково-щелочные вулканиты отчетливо древнее всех щелочно-базальтовых.

Итак, неогеновый вулканизм Карпатского региона имеет четко выраженный двойственный характер, по крайней мере в двух важнейших отношениях: 1) известково-щелочной вулканизм проявляется частично ареально, частично в виде цепей; 2) известково-щелочной вулканизм отчасти сменяется щелочно-базальтовым во времени, отчасти же они проявляются в разных районах региона одновременно.

Вряд ли можно разобраться в неогеновом магматизме без учета и объяснения этой двойственности. Ключом к этому мы считаем отказ от представления о единстве в пространстве и во времени всех проявлений известково-щелочного вулканизма [3, 13]. Действительно, вулканические цепи отчетливо коррелируются с горной системой Карпат, в то время как остальные вулканиты не обнаруживают с ней связей, хотя и располагаются целиком в пределах образованной ею дуги. Таким образом, в области развития известково-щелочных вулканитов следует выделить два основных элемента: Восточнокарпатский вулканический пояс и Внутрикрупатский вулканический ареал [1]. Обращаясь к стратиграфическим данным, мы можем констатировать: вулканиты пояса — в основном плиоценовые до плейстоценовых, а ареала — миоценовые, т. е. эти образования разновозрастны.

## ВОСТОЧНОКАРПАТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Представление об аналогии неогенового вулканизма Карпат с островными дугами родилось явно на базе данных по Восточнокарпатскому вулканическому поясу. Проанализируем применительно к нему возражения, выдвинутые против этой аналогии [51].

1. Карпатский вулканизм проявляется в прерывистой и неправильной форме в отличие от островодужного. Ясно, что этот аргумент никак не может иметь отношение к практически непрерывным цепям Вигорлат-Гута и Кэлиман-Харгита.

2. Вулканыты не обнаруживают никаких изменений состава вкрест простирания прежней зоны Беньофа. Однако поскольку ширина вулканического пояса незначительна, таких изменений и не должно быть.

3. Вверх по разрезу наблюдается общая закономерность снижения содержания калия при фиксированной концентрации кремнезема вместо наблюдаемого в островных дугах повышения. В отношении цепи Кэлиман-Харгита это снижение не доказывается даже данными самих авто-

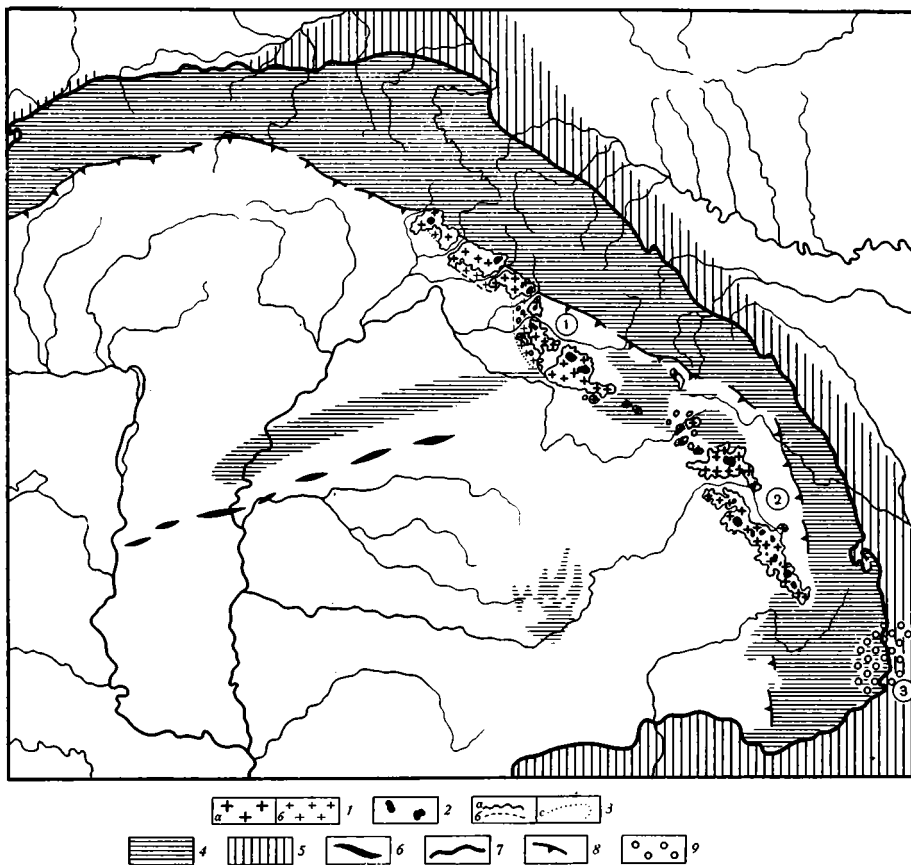


Рис. 1. Размещение известково-щелочных вулканов плиоценового возраста в Карпатском регионе (Восточнокарпатский вулканический пояс). Карта составлена с использованием материалов [1, 10, 12, 22, 32, 33, 53, 60, 73]

1 — вулканы преимущественно андезитовые до андезито-базальтовых: а — на поверхности, б — погребенные; 2 — вулканические центры (на поверхности); 3 — контуры вулканов: а — по данным геологической съемки, б — по данным бурения, с — предполагаемые; 4 — флиш на поверхности и в фундаменте Большой Венгерской впадины; 5 — Предкарпатский прогиб; 6 — выходы офиолитов в фундаменте Большой Венгерской впадины (оси магнитных аномалий, проверенных бурением отражают Средневенгерский офиолитовый пояс); 7 — контур Карпатской складчатой системы; 8 — Утесовая зона и ее структурные эквиваленты; 9 — сейсмофокальная зона. Цифры в кружках: 1 — цепь Вигорлат-Гута, 2 — цепь Кэлиман-Харгита, 3 — зона Вранча

ров, в районе Гутских гор, по их же данным, наблюдается как раз возрастание, а данные по Восточной Словакии, Советскому Закарпатья и Северной Венгрии неубедительны, поскольку здесь совмещены данные по поясу и ареалу.

4. Вулканизм отделен от активной субдукции интервалом времени в 15—20 млн. лет, в то время как в островных дугах они строго одновременны. Этот довод основывается на предположении о том, что субдукция закончилась к началу миоцена; сторонники же аналогии с островными дугами считают, что субдукция в области южной оконечности Восточных Карпат идет и сейчас; без опровержения этого представления приведенное возражение лишено убедительности.

5. Вулканизм мигрирует во времени в сторону выхода зоны Беньофа на поверхность, в то время как в островных дугах наблюдается обратное явление. Этот довод базируется на представлении о единстве всего вулканизма; как мы показали выше, это представление несостоятельно, следовательно, несостоятелен и сам довод.

Итак, аргументация против аналогии Восточнокарпатского вулканического пояса с островными дугами на поверку оказывается недействительной. В то же время доводы в пользу этой аналогии [3, 8, 13, 16] остаются в силе. По составу восточнокарпатские вулканиды аналогичны островодужным, а в поперечном разрезе структурного ансамбля Восточных Карпат можно распознать аналоги характерных элементов, сочетающихся с островными дугами: горизонтальную часть поддвигающей плиты (Русская плита), глубокий желоб (Предкарпатский прогиб), внешнее амагматичное поднятие (складчатая система Восточных Карпат), внутреннюю вулканическую дугу (Восточнокарпатский вулканический пояс) и внутридуговой бассейн (Трансильванская и Паннонская впадины). Поэтому нам представляется, что Восточнокарпатский вулканический пояс с полным правом может считаться аналогом островных дуг современности.

Отсюда вытекают два исключительно важных следствия [16—18, 35, 59, 61, 62].

1. Субдукция вдоль Карпат, во всяком случае вдоль их восточного сегмента, отнюдь не прекратилась в начале миоцена, а происходила в течение всего плиоцена и плейстоцена, доживая хотя бы на крайнем южном отрезке вплоть до наших дней. При этом выход этой субдукционной зоны падает не на Утесовую зону или ее структурное продолжение, а на Предкарпатский прогиб (рис. 1). 2. При субдукции поглотилась океаническая или субокеаническая кора бассейна, в котором накапливался флиш Внешних Карпат.

### ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛТЫ КАРПАТСКОГО РЕГИОНА

В самом общем виде можно считать, что щелочно-базальтовый вулканизм приурочен к Паннонскому бассейну (рис. 2). Так как этот последний действительно имеет много сходств с внутридуговыми бассейнами [16, 18, 19, 36, 66], в первую очередь напрашивается аналогия с магматизмом именно таких бассейнов. Но не следует забывать и о других возможностях, а именно, что щелочные базальты могут встречаться [9] а) в тыловой части островных дуг, имея латеральные переходы в известково-щелочные вулканиды; б) совершенно вне всякой связи с ансамблями островных дуг — в районах раскола континентальной литосферы или в областях так называемых горячих точек.

Перед нами, следовательно, четыре альтернативы геодинамической обстановки, контролирующей появление и распределение щелочных базальтов: островная дуга или ее аналог, внутридуговой бассейн, внутриконтинентальная аккреционная граница литосферных плит и «горячая точка». Заранее ни одна из них не может быть исключена, но в свете

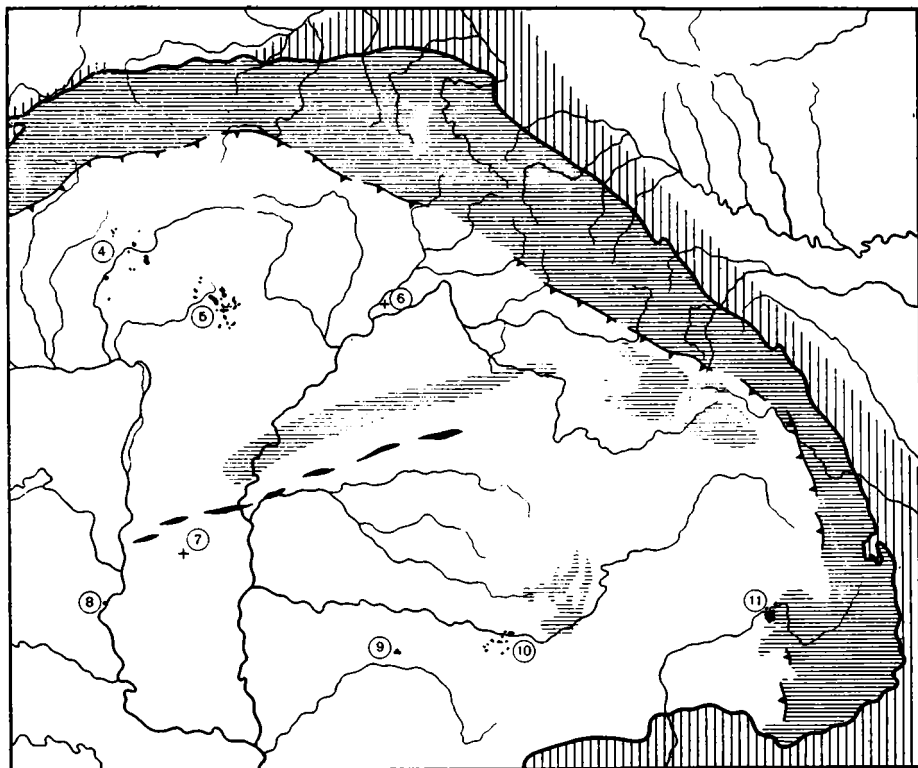


Рис. 2. Размещение щелочных базальтоидов в Карпатском регионе. Карта составлена с использованием материалов [22, 24, 25, 32, 34, 37, 43, 54, 60, 73, 78]

1 — щелочные базальтоиды: а — на поверхности, б — в скважине; 2 — флиш на поверхности и в фундаменте Большой Венгерской впадины; 3 — Предкарпатский прогиб; 4 — выходы офиолитов в фундаменте Большой Венгерской впадины (оси магнитных аномалий, проверенных бурением отражают Средневенгерский офиолитовый пояс); 5 — контур Карпатской складчатой системы; 6 — Утесовая зона и ее структурные эквиваленты

Цифры в кружках: 1 — Штирия; 2 — Малая Венгерская впадина; 3 — Прибалатонье; 4 — Штявницкие горы; 5 — Фиалково-Шалготарьян; 6 — скв. Шарошпатак-10; 7 — скв. Кишкунхалаш-Запад-3; 8 — Бар; 9 — Лукарец; 10 — Пояна Руска; 11 — Першаньские горы. Примечание. Цифры 1—3 находятся за рамками схемы.

изложенного остановиться имеет смысл лишь на последних двух. Базальты, подобные паннонским, в том числе и того же возраста, встречаются и вне альпийской Европы [11]. Согласно последним данным [29], наблюдаются общие черты между щелочными базальтами Балатонского нагорья и Центральной Франции, так что без всестороннего анализа нельзя быть уверенным в том, что щелочные базальты связаны с Паннонским бассейном генетически.

Нельзя исключить возможность и того, что разные базальты связаны с разными процессами, поэтому вплоть до проведения детальных петрохимических и особенно геохимических исследований щелочных базальтов Карпатского региона, строго говоря, нет оснований для суждений об их геодинамической позиции.

#### ВНУТРИКАРПАТСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ

Мы видели, что сторонники аналогии с островными дугами не учитывали вулканизма Большой Венгерской впадины и не обращали внимания на изменение характера распределения вулканов, а также состава и возраста вулканитов при выходе за пределы Восточнокарпатского

вулканического пояса, поэтому их идея о связи этого вулканизма с той же самой зоной субдукции действительно выглядит малоубедительной. Но это не должно означать, что тем самым можно сразу отказаться и от их аналогии с островодужными комплексами. Рассмотрим поэтому применительно к Внутрикарпатскому вулканическому ареалу возражения против такой аналогии [51].

1. Прерывистость вулканизма в пространстве. Отнюдь не все островные дуги непрерывны; чтобы в этом убедиться, достаточно вспомнить расположенные не столь уж далеко от Карпат Калабрийскую и Эллинскую дуги в Средиземноморье [56].

2. Отсутствие изменений состава вкрест дуги. При этом возражении принимается существование одной-единственной зоны субдукции и совершенно не рассматривается возможность наличия нескольких.

3. Снижение калиевого содержания пород вверх по разрезу достаточно четко наблюдается лишь в Средней Словакии, в то время как, скажем, в горах Апусени картина скорее противоположная, а соответствующих материалов по Восточной Словакии, Советскому Закарпаты и Венгрии нет; поэтому считать это общей закономерностью по меньшей мере неосторожно.

4. Разрыв во времени между субдукцией и вулканизмом порядка 5—10 млн. лет. Имеется в виду субдукция в Утесовой зоне, которая, как мы видели уже в случае Восточнокарпатского вулканического пояса, не представляет собой единственной возможности.

5. Центробежная миграция вулканизма. В представленных материалах в пределах Внутрикарпатского вулканического ареала она заметна только в меридиональной полосе, проходящей через Северную Венгрию и Среднюю Словакию. Она противоречит, между прочим, связи не с субдукцией вообще, а лишь с субдукцией вдоль Карпатской горной системы.

Приведенными доводами, следовательно, не опровергается связь известково-щелочных вулканитов миоцена Карпатского региона с субдукционными процессами. Если же к этому вопросу подойти с актуалистических позиций, то мы должны отметить, что внутрикарпатский ареал, насколько нам известно, был бы единственной областью на Земле, где известково-щелочной, в среднем довольно кислый магматизм находился бы не в прямой, а в какой-то косвенной связи с процессами и зонами субдукции, будучи обусловленным мантийным диапиром. Запад США — не объект для сравнений, ибо соответствующие вулканиты там в основном имеют не андезитовый, а базальтовый состав [65].

Итак, мы считаем, что миоценовые известково-щелочные вулканиты внутрикарпатского ареала должны быть связанными с субдукционными процессами и что вопрос заключается только в том, где эти процессы проявлялись. По совокупности имеющихся данных выяснилось [1, 50, 79, 80, 82], что миоценовый вулканизм отчетливо тяготеет к полосе запад-юго-западного направления, согласной с общей структурой донеогенового фундамента и почти перпендикулярной Восточнокарпатскому вулканическому поясу (рис. 3). Вдоль довольно резкого южного края этой полосы протягивается флишевый пояс Большой Венгерской впадины [45, 69]. Южнее трассируется Средневенгерский офиолитовый пояс [70].

Весь этот ансамбль — офиолиты, флиш и известково-щелочные вулканиты — уже сам по себе весьма примечателен и сразу наводит на мысль о существовании где-то здесь древней границы литосферных плит или микролит. Наличие такой границы или хотя бы границы структурно-формационных зон ныне признается практически всеми исследователями [15, 21, 26, 46—49, 70, 71, 77, 79—81, 85].

В такой ситуации вполне естественно предположить, что известково-щелочной вулканизм вдоль этой границы свидетельствует о проявившейся здесь миоценовой субдукции. По аналогии с Восточнокарпатским

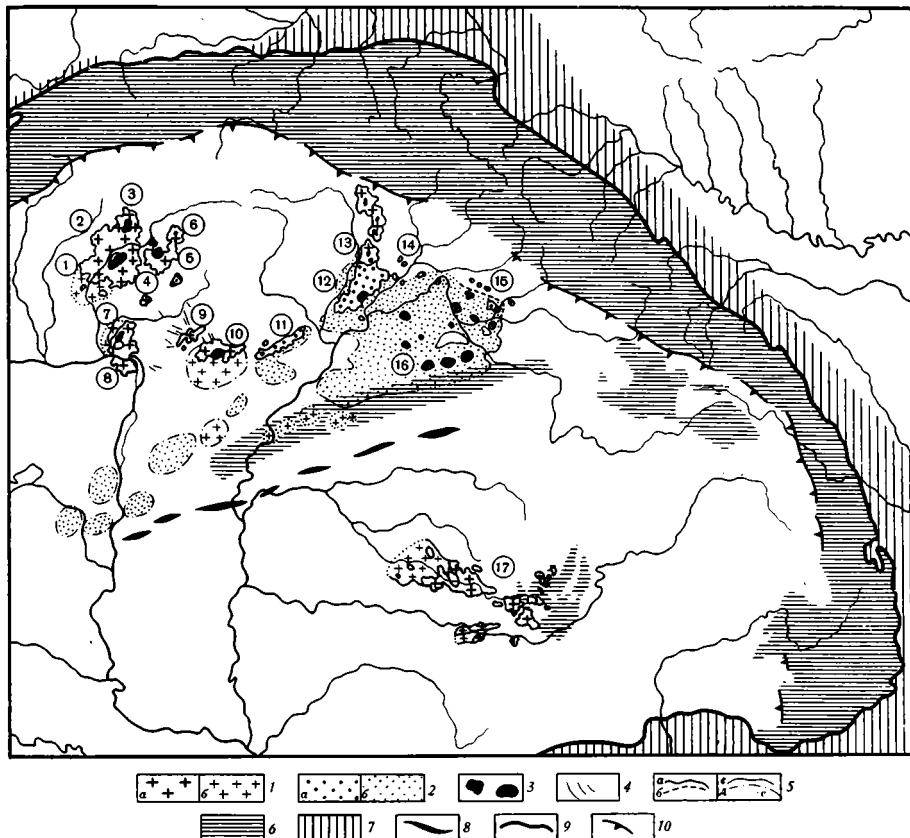


Рис. 3. Размещение известково-щелочных вулканов миоценового возраста в Карпатском регионе (Внутрикарпатский вулканический ареал). Карта составлена с использованием материалов [1, 2, 10, 12, 14, 15, 20, 22, 32, 34, 37, 39, 40, 42—50, 53, 54, 57, 69, 70, 71—73, 76]. Спорадические данные по Юго-Западной Венгрии и по Северной Югославии не учтены

1 — вулканы преимущественно андезитовые: а — на поверхности, б — погребенные; 2 — вулканические области преимущественно риолитовые: а — на поверхности, б — погребенные; 3 — вулканические центры: а — на поверхности, б — погребенные (выделены по геофизическим данным); 4 — дайки андезитов (Черхат-Матра); 5 — контуры вулканов и вулканических областей: а — по данным геологической съемки, б — по данным бурения, в — по комплексу геофизических данных, г — по магнитным аномалиям, д — предполагаемые; 6 — флиш на поверхности и в фундаменте Большой Венгерской впадины; 7 — Предкарпатский прогиб; 8 — выходы офиолитов в фундаменте Большой Венгерской впадины (оси магнитных аномалий, проверенных бурением, отражают Средневенгерский офиолитовый пояс); 9 — контур Карпатской складчатой системы; 10 — Утесовая зона и ее структурные эквиваленты. Цифры в кружках: 1 — Похронски Иновец; 2 — Втачник; 3 — Кремницкий вулкан; 4 — Штявницкий вулкан; 5 — Яворие; 6 — Поляна; 7 — Бёржён; 8 — Дуназуг; 9 — Черхат; 10 — Матра; 10 — Бюккаля; 12 — Токайские горы; 13 — Прешовская гряда; 14 — Земплин; 15 — Береговское холмгорье; 16 — Ньершер-Хайдушар; 17 — горы Апусени

вулканическим поясом напрашивается и здесь вывод о существовании до субдукции бассейна с океанической или с субокеанической корой, в котором накапливался флиш. Поскольку флиш Большой Венгерской впадины практически одновозрастен флишу Внешних Карпат [74], вполне возможно, что они образовались из разных частей одного и того же бассейна.

Итак, миоценовый вулканизм Карпатского региона — явление вполне заурядное, которое не требует привлечения или разработки никаких особых петрогенетических или геодинамических моделей. Другой во-



прос, что далеко не все его особенности могут быть в настоящее время освещены с желаемой подробностью и точностью. В этой области действительно имеется ряд затруднений.

Одно из них связано с объяснением миоценового вулканизма областей, лежащих южнее Средневенгерского офиолитового пояса. Наиболее изученным из них является район гор Апусени. К югу от него выходят флишевые отложения и офиолиты Мурешской зоны, так что ансамбль тот же, что и в предыдущем случае; вывод должен быть тем же: эти вулканы связаны со своей зоной субдукции, в общем отделяющей Трансильванскую микроплиту от Южнокарпатской. Скорее всего, ситуация аналогична и в случае большей частью перекрытых и потому хуже изученных миоценовых вулканических север Югославии.

Другое затруднение вызвано отсутствием увеличения содержания калия по мере удаления от предполагаемой зоны субдукции и вообще отсутствием существенных отличий между районами по калиевости вулканических [51]. Нам представляется, что данный вопрос плохо изучен в силу следующих причин.

а. Значительная часть химических анализов довольно старая, к тому же они сделаны на разнообразном материале, отобранном часто как попало. Представительность как проб, так и анализов поэтому нередко очень низка.

б. Распределение анализов крайне неравномерное: по некоторым массивам их сотни, по другим единицы. По всему главному риолитовому стволу миоценового вулканизма, в котором сосредоточена подавляющая часть вулканогенного материала [57, 68], в целом едва ли наберется несколько десятков опубликованных анализов, приемлемых хотя бы по уровню содержания летучих.

в. Объединение анализов по таким районам, как Средняя Словакия, Северная Венгрия или же Токайско-Прешовские горы — Земплинские горы — Вигорлат, или по всему Советскому Закарпаты означает, что заранее предполагается отсутствие каких-либо изменений в пределах этих районов, размеры которых вполне достаточны для проявления зональности по калию. Тем самым заранее отвергается возможность связи разных массивов с разными зонами субдукции, между тем такая четкая, хотя и небольшая вулканическая дуга, как Прешовско-Токайская, вполне может быть связана с самостоятельной зоной субдукции.

Наконец, отсутствует приемлемое объяснение причин появления в конкретных районах лишь определенных типов андезитовых вулканов, отличающихся от типов наблюдаемых в других районах. Так, в Северной Венгрии и Средней Словакии отмечаются в основном крупные стратовулканы, в горах Апусени — мелкие, в обоих случаях расположенные без видимых закономерностей, тогда как в Прешовской гряде они образуют четкую цепь.

Вызывает затруднение и объяснение наблюдаемых соотношений между риолитами и андезитами, а именно приуроченности главной массы риолитов к полосе, непосредственно прилегающей к зоне субдукции, и смены их андезитами при удалении от этой зоны. Вообще-то массовое появление риолитов в игнимбритовых фациях над зонами субдукции — не столь уж редкое явление. Среди областей молодого вулканизма в качестве примера можно упомянуть север Чили, север Мексики и Новую Зеландию. Отметим, что и в этих районах до сих пор не решен вопрос о причинах появления риолитов на одних отрезках и отсутствия их на других [75]. Для нас же сейчас достаточен сам факт прямой связи игнимбритовых полей с зонами Бенъофа как основы актуалистической интерпретации.

Существуют трудности в доказательстве возможности существенных горизонтальных смещений миоценовых вулканических по отношению друг к другу. На нее указывают в частности результаты интерпретации все

**Средние направления магнитного склонения и наклонения по  
массивам миоценовых вулканитов Северной Венгрии  
[55, табл. 1]**

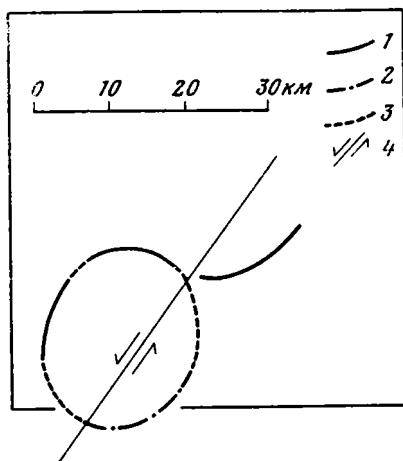
Массив	$N$	$\bar{D}_0$	$I_0$	$\alpha_0$
Бержень	35	5	63	4
Черхат	8	357	64	7
Матра	12	351	63	5
Токайский	16	332	71	6

*Примечание:*  $N$  — количество данных,  $\bar{D}_0$  — среднее значение склонения,  $I_0$  — среднее значение наклонения,  $\alpha_0$  — радиус доверия средних значений на уровне значимости 95%.

еще немногочисленных палеомагнитных определений, показавших отличие средних значений склонения и наклонения по Берженвским и Черхатским горам, горам Матра и Токайским между собой (таблица), а также данные по дешифрированию космических снимков, на основе которых можно предполагать крупный сдвиг внутри гор Матра (рис. 4).

Рис. 4. Предполагаемый сдвиг в миоценовом андезитовом вулкане гор Матра

1 — современный водораздельный хребет, отражающий первичную кольцеобразную вулканическую структуру; 2 — предполагаемое исходное положение водораздельного хребта Восточной Матры; 3 — отрезки кольцеобразного водораздельного хребта, уничтоженные эрозией; 4 — предполагаемый сдвиг (так называемая «линия Дарно»)



Послемиоценовые смещения могли нарушить как первичное взаимное расположение вулканов или их частей, так и зональность по калию.

Затруднений, очевидно, будет еще больше, но, как мы стремились показать на перечисленных примерах, они не являются принципиальными, а лишь такими, с которыми мы встречаемся при решении практически любых геологических задач.

### ЗАКЛЮЧЕНИЯ ПО ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ КАРПАТСКОГО РЕГИОНА

Известково-щелочной вулканизм неогена свидетельствует о былом наличии домиоценового бассейна турбидитной седиментации со способной к субдукции океанической или субокеанической корой. Очертания этого бассейна в современной структуре угадываются лишь на севере и востоке, по контуру складчатой системы Карпат. Области, лежащие на западной и южной границах, по-видимому, были разбиты на микроплиты, которые ныне значительно смещены по отношению друг к другу, возможно, с поворотами, так что без специальных исследований восстановить эту границу немислимо.

Такая картина раннемиоценовой палеогеографии безусловно встретит возражения относительно пространственных возможностей, ибо Динариды, Альпы, Бегемский массив, Польская плита, Восточно-Европей-

ская платформа, Добруджа и Мизийская плита образуют практически замкнутую жесткую раму, внутри которой все пространство ныне заполнено, пусть в виде мозаики, но все же одними континентальными микроплитами. Однако представляется, что для неогена несомненна жесткость сочленения лишь Богемского массива, Польской плиты, Восточно-Европейской платформы и Добруджи; вроде бы нет причин считать, что с начала неогена Альпы сместились в широтном направлении по отношению к Чешскому массиву. Что же касается Динарид и Мизийской плиты, то хотя бы некоторые отрезки их границ активны и сейчас, и это неопровержимо доказывается землетрясениями.

То, что Динариды приняли современное свое положение при движении с юга, а Мизийская плита — при перемещении с востока, ныне принимается практически во всех реконструкциях [27, 28, '77]. Вопрос заключается в том, когда же это произошло. Думается, что интенсивный неогеновый известково-щелочной вулканизм вдоль восточной границы Динарид [28] свидетельствует о резком сокращении здесь пространства в субширотном направлении, а раннемиоценовый известково-щелочной и среднемиоценово-раннеплиоценовый щелочно-базальтовый магматизм окрестностей Эгейского моря [30] указывает на весьма напряженную и изменчивую геодинамическую активность и здесь.

Таким образом, имеются все основания предположить, что юго-западное и (или) южное замыкание обрамления Карпатского региона произошло не до неогена, а в неогене. Реконструкция же этого процесса — задача будущих исследований. Для нас сейчас важно лишь то, что с пространством нет принципиальных затруднений и что путь для реконструкции движений открывается как раз в том южном направлении, откуда, судя по полярности Средневенгерской и Мурешской зон субдукции, должны были двигаться в миоцене микроплиты, ныне слагающие фундамент Паннонского бассейна.

Перелом в геодинамической обстановке Карпатского региона на границе миоцена и плиоцена отмечается издавна, но смысл его даже в новейших работах [23, 66], трактуется так же, как и прежде: смена обстановки сжатия обстановкой растяжения. Между тем растяжение в плиоцен-четвертичное время предполагают лишь в Паннонском бассейне, обычно забывая, что с ним сосуществует сжатие (субдукция) в Восточных Карпатах. И если уже строго придерживаться смысла понятий теории тектоники плит и рассматривать Паннонский бассейн в качестве внутридугового, то и должно быть ясно: в широком региональном плане по-прежнему господствует сжатие и так называемое общее растяжение Паннонского бассейна может быть всего лишь местным явлением в тылу зоны субдукции. Поэтому указанный перелом в региональном плане лучше трактовать не как смену сжатия растяжением, а как смену направления этого сжатия с субмеридионального в миоцене на субширотное в плиоцене.

Эта смена в общих чертах могла происходить следующим образом. В миоцене на западную часть северо-восточного бассейна с океанической или субокеанической корой с юга надвигались континентальные микроплиты, впаивные в океаническую или субокеаническую литосферу. До тех пор, пока в меридиональном сечении от Южных Карпат до Татр не исчезла вся способная к субдукции океаническая или субокеаническая кора, происходило «сокращение пространства» в этом направлении. Восточная часть бассейна при этом могла оставаться незакрытой в том случае, если Мизийская плита в начале миоцена уже выступала на запад по отношению к юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы, защищая от прямого перекрытия с юга указанный бассейн. Для изменения плана деформации на границе миоцена и плиоцена в этом случае не требуется никаких изменений вне Карпатского региона: когда в меридиональном сечении континентальные микроплиты придут в со-

прикосновение друг с другом и с жесткой рамой (Богемский массив — Польская плита), заполнив таким образом все это сечение, то под воздействием того же общего движения они станут отклоняться на восток, в сторону оставшейся части бассейна с океанической или субокеанической корой.

Некоторые детали смены плана деформации можно осветить данными по единственному району, где Внутрикарпатский ареал приходит в непосредственный контакт с Восточнокарпатским вулканическим поясом: по Советскому Закарпатья и смежным районам Словакии, Венгрии и Румынии. В цепи Вигорлат-Гута соответствующие образования наблюдаются в едином разрезе без признаков каких-либо длительных перерывов во времени [10]. Промежуточное простирание Токайско-Прешовской дуги скорее всего отмечает постепенность перестройки плана деформации и в пространстве, хотя расположение этой дуги, возможно, нарушено последующим сдвигом.

Далее вдоль Восточных Карпат мы можем выделить три сегмента (см. рис. 1): вулканическую цепь Вигорлат-Гута, цепь Кэлиман-Харгита и сейсмическую зону Вранча. Возраст первой цепи датируется радиологическим методом концом миоцена или началом плиоцена [10, 12], вторая цепь сформировалась в конце плиоцена — начале плейстоцена [60]; зона Вранча активна и сейчас (без вулканизма) [61]. Следовательно, субдукция в разных сегментах проходила неодновременно, со скачкообразным омоложением с северо-запада на юго-восток. Граница двух северных сегментов примерно совпадает с восточным продолжением Флишевого пояса Большой Венгерской впадины, а двух южных — возможно, с подобным же продолжением Мурешской зоны. Мы видели, что оба отмечают миоценовую границу микроплит. То, что они разграничивают разновозрастные сегменты Восточнокарпатской зоны субдукции, показывает, что эти микроплиты сохранили свою автономность и в плиоцене. Общее омоложение активных границ с северо-запада на юго-восток находится в хорошем согласии с тем предположением, что замыкание бассейна с океанической или субокеанической корой шло под экранирующим влиянием Мизийской плиты на юге.

### МЕТОДИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

При попытках объяснения неогенового известково-щелочного вулканизма Карпатского региона на основе теории тектоники плит встречены затруднения с пространством: согласно классическим воззрениям, орогенез внутрикарпатских областей закончился к началу миоцена [74], и в дальнейшем не было места для каких-либо бассейнов с корой, еще способной к субдукции. Эта точка зрения получила опору благодаря глобальным реконструкциям относительных движений Евразийской и Африканской литосферных плит, ибо по этим реконструкциям получается, что названные плиты начали сближаться в эоцене [58], или даже в позднем мелу [27].

В такой ситуации неизбежно возникла дилемма: не затрагивая основ теории тектоники плит, чему следует отдать предпочтение: а) существующим представлениям о том, что участками континентальной литосферы Карпатский регион был целиком заполнен уже к началу миоцена, или б) огромному фактическому материалу по всему миру, свидетельствующему о прямой и очень четкой пространственно-временной связи известково-щелочного магматизма с процессами и зонами субдукции?

Насколько нам известно, практически все исследователи пошли по первому пути, разрабатывая или поддерживая *ad hoc* гипотезу о связи известково-щелочного магматизма с мантийным диапиром того типа, который предполагается под окраинными морями [41]. Мы же избрали второй путь, ибо убедились в том, что, во-первых, для окраинных морей

и их континентальных аналогов характерен не известково-щелочной, а специфический щелочно-базальтовый, до толейтового, магматизм [52] и, во-вторых, нет ни одного примера исключения из закономерности четкой пространственно-временной связи известково-щелочного магматизма с субдукционными процессами и зонами. Поэтому за основу реконструкции нами принята идея о том, что известково-щелочные вулканиты можно использовать для диагностики разновозрастных с ними зон субдукции [9].

Мы последовали этому пути, и перед нашими глазами предстала, пусть пока лишь смутно, новая, совершенно неожиданная картина палеогеографии начала миоцена. Она не противоречит представлению о сближении Евразийской и Африканской плит с мела, ибо само это сближение не представляется таким «сплошным», как, скажем, коллизия Индостана с Азией в области современных Гималаев. Здесь все время оставались и по сей день существуют бассейны с океанической или субокеанической корой (в Средиземноморье), и предположение, согласно которому Динариды, пусть вместе с Апенниннами, в начале миоцена могли быть еще далеко от современной Альпийско-Карпатской системы, не встречает возражения вследствие наличия и сейчас к западу и к югу от них бассейнов океанического типа, заложившихся в миоцене.

Большинство современных геодинамических построений по региону идет последовательно от более древних к более молодым, в основном на базе данных по мезозойским образованиям. При таких реконструкциях необходимо такое количество допущений, что объективность в отношении деталей практически теряется. Не случайно поэтому разные схемы реконструкций для мезозоя весьма существенно отличаются друг от друга, и трудно понять даже сущность различий на уровне фактического материала.

Анализ неогенового вулканизма Карпатского региона со строгих актуалистических позиций показал, что современное взаимное расположение элементов континентальной литосферы региона возникло отнюдь не к концу олигоцена, а заканчивает свое оформление буквально на наших глазах, и в течение миоцена и даже плиоцена эти элементы еще испытывали существенные перемещения относительно как друг друга, так и Евразийской плиты. Но если общая картина геодинамики плиоцена еще может быть реконструирована, так сказать, сразу, то миоценовая проступает пока что как бы в тумане. Мы считаем, что только разобравшись в действительной картине миоценовой геодинамики, можно познать палеогеографию, существовавшую к началу миоцена. Без этого нельзя надеяться разобраться в геодинамике и палеогеографии предшествующих эпох.

Ключом к этому может служить познание закономерностей распределения во времени и в пространстве миоценовых вулканитов и изменений их состава. В этом основное значение их изучения и это лишнее раз должно побуждать к стремлению разрешить хотя бы главнейшие связанные с ними проблемы.

Автор благодарит Л. П. Зоненшайна за возбуждение интереса к геодинамическим реконструкциям и за ценную консультацию в ходе проведения исследований, по результатам которых написана настоящая работа.

#### Литература

1. Балла З., Зеленка Т., Балаж Э. О размещении неогеновых вулканов Карпатского региона.— *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 1977, v. 21, № 4, p. 385—396.
2. Балла З., Корпаш Л., Чонгради И. История формирования и возраст Берженьского и Дуназугского палеовулканов.— *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 1977, v. 21, № 4, p. 397—407.
3. Гофштейн И. Д. Карпаты как островная дуга.— *Геол. и геохим. горных ископаемых*, 1975, № 42, с. 14—19.
4. Данилович Л. Г. О некоторых элементах глобальной тектоники в эволюции Кар-

- патской геосинклинали.— Геол. и геохим. горючих ископаемых, 1974, № 40, с. 3—11.
5. Данилович Л. Г. Магматизм Карпат и вопросы геодинамики.— Геол. и геохим. горючих ископаемых, 1975, № 42, с. 3—13.
  6. Данилович Л. Г. О положении зон субдукции в Украинских Карпатах.— Геол. и геохим. горючих ископаемых, 1976, № 47, с. 53—58.
  7. Доленко Г. Н., Данилович Л. Г. Новое в учении о геосинклиналях и его приложение к Украинским Карпатам.— Геол. ж., 1975, т. 35, № 5, с. 3—9.
  8. Друмя А. В. Геологическое строение и сейсмичность Восточного Предкарпатья: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол. наук. Киев, 1973.
  9. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
  10. Мерлици Б. В., Спитковская С. М. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруднение Закарпатья. Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Т. 2. Львов: Вища школа, 1974, 175 с.
  11. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973, 279 с.
  12. Михайлова Н. П., Глевахская А. М., Цыкора В. Н. Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. Киев: Наукова думка, 1974, 252 с.
  13. Науменко В. В., Гончарук А. Ф. К вопросу о положении генеральной плоскости скальвания в структуре Восточных Карпат.— Сов. геология, 1969, № 12, с. 26—34.
  14. Balogh K. Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges.— Magy.—All. Földt. Int. Evk., 1964, B. 48, № 2, S. 555—705.
  15. Balogh K., Körössy L. Tektonische Karte Ungarns im Masstabe 1 : 1.000.000.— Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1968, v. 12, № 1—4, p. 255—262.
  16. Bleahu M. D., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. Neogene Carpathian arc: a continental arc displaying the features of an «island arc».— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, № 23, p. 5025—5032.
  17. Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A., Peltz S. Young volcanism in the Calimani. Harghita Mountains (East Carpathians): evidence of a paleoseismic zone.— Tectonophysics, 1973, v. 19, № 4, p. 299—313.
  18. Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. Evolution of the Upper Cretaceous and Cenozoic magmatism in the Carpathian arc: geodynamic significance.— Mem. Soc. Geol. Ital., 1973, v. 12, № 3, p. 267—278.
  19. Boccaletti M., Horvath F., Loddo M., Mongelli F., Stegena L. The Thyrrhenian and Pannonian basins: a comparison of two Mediterranean interarc basins.— Tectonophysics, 1976, v. 35, № 1—3, p. 45—70.
  20. Bodoky T., Janvary J., Nemesi L., Polcz J., Szeidovitz Gy.-né. Komplex geofizikai kutatások eredményei a Nyirsegben.— Alt. Földt. Szle, 1977, № 10, p. 5—44.
  21. Bodzay I. A model of the geohistorical evolution of the Carpathian basin. Proc. Xth Congr. CBGA 1973, Sect. III. Tectonics, GUDS. Bratislava, 1975, p. 46—58.
  22. Carte tectonique internationale de l'Europe, 1 : 2.500.000. Moscou, 1964.
  23. Channel I. E. T., Horvath F. The African/Adriatic promontory as a palaeogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region.— Tectonophysics, 1976, v. 35, № 1—3, p. 71—102.
  24. Cioflica G., Savu H., Borcos M., Stefan A., Istarie G. Alpine volcanism and metallogenesis in the Apuseni Mountains. Symp. Volc. Met. 1973, Guidebook ser. 13, Guide to Exc. 3 AB, Geol. Inst. Bucharest, 1973, S. 70.
  25. Cserepesne Meszena B. A Kiskúnhalas-Ny-3 szénhidrogénkutató fúrással feltárt alsópannoniai bazalt és proterozoi migmatit képződményekről.— Földt. Közl., 1978, v. 108, № 1, p. 53—64.
  26. Dank V., Bodzay I. A magyarországi potenciális szénhidrogénkészletek földfejlődéstörténeti háttere.— Magy. Tud. Akad. X. Oszt. Közl., 1971, v. 4, № 2—4, p. 261—268.
  27. Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan W. B. F., Bonnin J. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, № 10, p. 3137—3180.
  28. Dimitrijević M. D. Tectonics of the Dinarides: implications on Tertiary volcanism.— Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1974, v. 18, № 3—4, p. 457—464.
  29. Embej-Esztin A. On the petrology of spinell lherzolite nodules in basaltic rocks from Hungary and Auvergne, France.— Ann. Hist. Nat. Mus. Hung., 1978, v. 70, p. 27—44.
  30. Fytikas M., Giuliani O., Innocenti F., Marinelli G., Mazzuoli R. Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea.— Tectonophysics, 1976, v. 31, № 1/2, p. 129—134.
  32. Geologická maps CSSR, 1 : 500.000. UUG, Praha, 1967.
  33. Giuscă D., Borcos M., Lang G., Stan N. Neogene volcanism and metallogenesis in the Gutai Mountains.— Symp. Volc. Met. 1973, Guidebook ser. 11, Guide to Exc. 1 AB, Geol. Inst. Bucharest, 1973, S. 50.
  34. Gyarmati P. Intermediate volcanism in the Tokaj Mountains.— Magy.—All. Földt. Int. Evk., 1977, v. 58, p. 137—195.
  35. Herz N., Savu H. Plate tectonic history of Romania.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85, № 9, p. 1429—1440.

36. *Horváth F., Stegena L., Géczy B.* Ensimatic and ensialic interarc basins: comments on «Neogene Carpathian arc: a continental arc displaying the features of an island arc» by M. D. Bleahu, M. Boccaletti, P. Manetti and S. Peltz.—*J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, p. 281—283.
37. *Ianovici V., Borcos M., Bleahu M., Patruilus D., Lupu M., Dimitrescu P., Savu H.* *Geologia Muntilor Apuseni*. Bucuresti, 1976, 631 p.
38. *Juhász A.* Adatok a Duna—Tisza köze E-i részének mélyföldtanához.—*Földt. Közl.*, 1964, v. 94, № 2, p. 184—193.
39. *Juhász A. A.* Duna-Tisze köze harmadidőszaki vulkánossága.—*Földt. Közl.*, 1971, v. 101, № 1, p. 1—12.
40. *Juhász A., Köváry J.* Adatok Jászbereny környékének mélyföldtanához.—*Földt. Közl.*, 1964, v. 94, № 4, p. 459—464.
41. *Karig D.* Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.—*J. Geophys. Res.*, 1971, v. 76, № 11, p. 2542—2561.
42. *Kiss J.* A sárszentmiklosi riolitkérdés.—*Földt. Közl.*, 1951, v. 81, № 1—3, p. 81—86.
43. *Konečný V., Sejara J., Zbořil L.* Investigation of deep structure in the basement of Central Slovakian young volcanic region and their classification with respect Neogene volcanism.—*Proc. Xth Congr. CBGA 1973, Sect. III. Tectonics, GUDS. Bratislava*, 1975, p. 209—227.
44. *Kőrössy L.* A Tiszántúl északi részén végzett kőolajkutatás földtani eredményei.—*Földt. Közl.*, 1956, v. 86, № 4, p. 390—402.
45. *Kőrössy L.* A Nagy Magyar Alföld flis-jellegű képződményei.—*Földt. Közl.*, 1959, v. 89, № 2, p. 115—124.
46. *Kőrössy L.* Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete.—*Földt. Közl.*, 1963, v. 93, № 2, p. 153—172.
47. *Kőrössy L.* Tectonic of the basic areas of Hungary.—*Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 1964, v. 8, № 1—4, p. 377—394.
48. *Kőrössy L.* Geologischer Bau des ungarischen Becken. *Verhandl. Geol. Bundesanst. (Wien), Sonderheft G.*, 1965, p. 36—51.
49. *Kőrössy L.* Geologischer Bau des ungarischen Becken.—*Z. Dtsch. Geol. Ges.*, B. 116, № 2, 1965, S. 292—307.
50. *Kőrössy L.* Entwicklungsgeschichte der Neogene Becken in Ungarn.—*Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 1970, v. 14, № 1—4, p. 421—429.
51. *Lexa J., Konečný V.* The Carpathian volcanic arc: a discussion.—*Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 1974, v. 18, № 3—4, p. 279—293.
52. *Lordkipanidze M. B., Zakariadze G. S., Popolitov E. I.* Volcanic evolution of the marginal and interarc basins.—*Tectonophysics*, 1979, v. 57, № 1, p. 71—84.
53. Magyarország földmágneses térképe, 1 : 500.000. Budapest, 1966.
54. Magyarország földtani térképe, 1 : 300.000. Budapest, 1956.
55. *Márton P.* A paleomágneses szerkezetkutatás alapjairól.—*Magy. Geofiz.*, 1977, v. 18, № 5, p. 161—165.
56. *Ninkovich D., Hays J. D.* Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes.—*Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 16, № 3, S. 331—345.
57. *Pantó G.* The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary.—*Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 1962, v. 6, № 3—4, p. 307—331.
58. *Phillips J. D., Forsyth D.* Plate tectonics, paleomagnetism, and the opening of the Atlantic.—*Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, v. 83, № 6, p. 1579—1600.
59. *Rădulescu D. P., Sandulescu M.* The plate tectonic concept and the geological structure of the Carpathians.—*Tectonophysics*, 1973, v. 16, № 3/4, p. 155—161.
60. *Rădulescu D. P., Peltz S., Stanciu C.* Neogene volcanism in the East Carpathians (Călimani—Gurghiu—Harghita Mts.—*Symp. Volc. Met. 1973, Guidebook ser. 12, Guide to Exc. 2 AB, Geol. Inst. Bucharest*, 1973, S. 69.
61. *Roman C.* Seismicity in Romania—evidence for the sinking lithosphere.—*Nature*, 1970, v. 228, № 5277, p. 1176—1178.
62. *Roman C.* Plate tectonics in the Carpathians—a case in development.—*Observatoire Royal de Belgique. Bruxelles, Communications, A-13, ser. Geophys.*, 1971, t. 101, p. 37—40.
63. *Rozložník L.* Postavenie alpinskej metalogenezy v Západných Kárpatoch z hľadiska globalnej tektoniky.—*Zb. ref. «Československá geologie a globálna tektonika» Smolenice. Bratislava*, 1976, p. 151—157.
64. *Rozložník L.* A Nyugati Kárpátok és a lemeztektonika (Abstract: West Carpathians and plate tectonics).—*Alt. Földt. Szle*, 1979, № 12, p. 67—91.
65. *Smith A. G.* Plate tectonics and orogeny: a review.—*Tectonophysics*, 1976, v. 33, № 3/4, p. 215—286.
66. *Stegena L., Géczy B., Horváth F.* Late Cenozoic evolution of the Pannonian basins.—*Tectonophysics*, 1975, v. 26, № 1/2, p. 71—90.
67. *Szádeczky-Kardoss E.* Elgondolások a Kárpati medence mélyszerkezeti és magmatektonikai vizsgálatához.—*Magy. Tud. Akad. X. Oszt. Közl.*, 1967, v. 1, № 5, p. 41—65.
68. *Szádeczky-Kardoss E., Pantó Gy., Póka T., Pantó G., Székely-Fux V., Kiss J., Kubovics I.* Die Neovulkanite Ungarns.—*Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 1967, v. 11, № 1—3, p. 161—180.

69. Szepesházy K. A. Tiszántul északnyugati részének felsőkréta és paleogén képződményei. Akad. kiadó. Budapest, 1973, S. 96.
70. Szepesházy K. Az Alföld mezozoós magmás képződményei (Abstract: Mesozoic igneous rocks of the Great Hungarian Plain).—Földt. Közl., 1977, v. 107, № 3—4, p. 384—397.
71. Szepesházy K. A Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység (Muntii Apuseni) nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai.—Ált. Földt. Szle, 1979, № 12, p. 121—198.
72. Székyné Fux V. Adatok a Dunántúli medence harmadkori vulkánosságához.—Földt. Közl. 1957., v. 87, № 1, p. 63—68.
73. Tectonic map the Carpathian-Balkan Mountain system and adjacent areas, 1 : 1.000.000. CBA Tect. Comiss., Praha, GÜDS. Bratislava: UNESCO, 1973.
74. Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Ed. Mahel M. CBA Comiss. for Tect., GÜDS. Bratislava, 1974, p. 455.
75. Thörpe R. S., Francis P. W. Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance.—Tectonophysics, 1979, v. 57, № 1, p. 53—70.
76. Varga Gy., Csillagné Teplánszky É., Félégyházi Zs. A Matra hegység földtans.—Magy. Áll. Földt. Int. Evk., 1975, v. 57, № 1, p. 575.
77. Varga I. Palealpine geodynamics of the Western Carpathians.—Miner. Slov., 1978, v. 10, № 5, S. 385—441.
78. Viczián I. A baranyai bazalt.—Földt. Közl., 1965., v. 95, № 4, p. 448—452.
79. Wein Gy. Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary.—Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1969, v. 13, № 1—4, p. 399—436.
80. Wein Gy. Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn.—J. Geol. Bundesanst., 1973, B. 116, S. 85—101.
81. Wein Gy. A Kárpátmedence alpi tektogenezise. Magy. Áll. Földt. Int. Évi jel. 1976-ról. Budapest, 1978, S. 245—256.
82. Wein Gy. A Kárpátmedence kialakulásának vázlata.—Ált. Földt. Szle, 1978, № 11, S. 5—34.

Венгерский геофизический  
институт им. Р. Этвеша,  
Будапешт

Поступила в редакцию  
26.XI.1979



УДК 551.24 + 551.26.037 (571.651)

**БЯЛОБЖЕСКИЙ С. Г., ГРИГОРЬЕВ В. Н., КАЗИМИРОВ А. Д.,  
ПЕЙВЕ А. А., РУЖЕНЦЕВ С. В., СОКОЛОВ С. Д.**

### **СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОИДОВ КОРЯКСКОГО ХРЕБТА В СВЯЗИ С ТЕКТОНИЧЕСКИМ РАЗВИТИЕМ РАЙОНА**

Рассмотрена петрохимия базальтоидов четырех формаций: ионайской эффузивно-кремнистой позднепалеозойского возраста, янранайской терригенно-эффузивно-яшмовой ранне-позднемелового возраста, кэнкэренской вулканомиктово-туфовой позднеюрско-раннемелового возраста и каканавутской вулканомиктово-базальтовой дат-палеоценового возраста. Показано, что ионайские базальты близки к базальтам сводовых и глыбовых поднятий океанов, а также континентальной окраины Японского моря. Янранайские базальты наиболее близки к современным океаническим. Кэнкэренские и каканавутские рассматриваются как островодужные, но разных этапов развития дуги.

Среди палеозойских и мезозойских формаций Корякского хребта довольно часто встречаются вулканические породы базальтоидного ряда. Однако до сих пор в литературе нет сколько-нибудь детального их описания. Вероятно, это обусловлено тем, что до последнего времени их стратиграфическое и структурное положение во многих случаях оставалось неясным из-за очень сложного покровно-складчатого строения указанного региона. Работами последних лет было доказано, что в результате нескольких этапов шарьирования в едином разрезе оказались пространственно совмещенными различные литолого-формационные комплексы юрско-мелового, мел-палеогенового и позднепалеозойского возраста [9, 10].

Количество покровных пластин в разных тектонических зонах Корякского хребта (Эконайской, Алькатваамской, Майницкой) разное. Только путем детального картирования значительных по площади узловых участков, а также на базе палинпастических реконструкций к настоящему времени удалось с той или иной долей условности восстановить первичное соотношение указанных комплексов и наметить главные этапы развития района. На этой общей геологической основе распределение петрохимических типов базальтоидов может дать дополнительный фактический материал, уточняющий палеотектонические реконструкции и схему развития района.

В самом общем виде схема развития территории, захватывающей Корякский хребет, сводится к следующему. В среднем и позднем палеозое, а также триасе это был бассейн, по-видимому, на значительных участках с корой океанического типа. В ранней и средней юре эта область испытала общее поднятие и складчатость. В это время были сформированы многочисленные, но сравнительно небольшие тела плагиогранитов. Однако специфика этого этапа заключалась в том, что формирование плагиогранитов не было подготовлено островодужным процессом. Образование гранитоидов шло в узком временном интервале в пределах структуры с корой океанического типа.

Поздняя юра явилась переломным моментом развития. Начиная с киммериджа (возможно, оксфорда) происходит значительная перестройка структурного плана региона. На месте приподнятой области возникает система новообразованных прогибов, в пределах которых было вскрыто палеозойское меланократовое основание. Этот процесс был длительным (в течение всего мела) и осуществлялся в виде серии тыловых раздвигов, происходивших на разных структурных уровнях (мантийных и коровых). Возникшие в тылу перемещавшихся блоков прогибы по своим размерам и формационному выполнению могут сравниваться с современными краевыми морями. Они разделялись фронтальными по отношению движения масс поднятиями. Отдельные из них, судя по особенностям состава и строения, представляли собой островные дуги. Постепенно в течение мела происходило расширение поднятий и частичное поглощение ими прилегающих частей прогибов.

Более резкая перестройка структуры района началась на рубеже кампана — маастрихта на юге и продолжалась до эоцена на севере и была связана с формированием соответственно Эконайской и Корякской систем покровов. В это время в пределах региона повсеместно формируется гранитно-метаморфический слой.

Базальтоидные вулканические породы в Корякском хребте входят в состав нескольких формаций. Наиболее древняя из них — ионайская эффузивно-кремнистая формация каменноугольно-пермского возраста. Изучение радиолярий и конодонтов из кремнистых пород этой формации показало, что в ряде мест она включает и триасовые отложения [2]. Эта формация наиболее широко развита в Эконайской тектонической зоне, где ею сложен Ионайский покров [9, 10]. Вулканические породы этой формации представлены главным образом зеленокаменно измененными базальтовыми лавами, диабазами и основными туфами. Они встречаются в ассоциации с кремнистыми породами (различными фтанитоидами, кремнистыми сланцами, реже яшмами), содержащими отдельные линзовидные пласты органогенно-обломочных известняков. Количество собственно вулканических пород в пределах формационного тела варьирует. Нами пока были проанализированы только пробы из района оз. Оленьего. Они не могут характеризовать все вулканы данной формации, но тем не менее оказались петрохимически очень сходными между собой, своеобразными и весьма информативными.

Следующими формациями, имеющими в своем составе базальтоиды и также входящими в эффузивно-кремнистую группу, являются раннепозднемеловая яранайская терригенно-эффузивно-яшмовая формация и позднеюрско-раннемеловая майницкая эффузивно-яшмовая формация. В настоящее время у нас имеется материал только по первой из них. Отложения этой формации вскрыты в пределах Эконайской зоны в нескольких тектонических окнах в виде субавтохтона для всей системы покровов этой зоны и, вероятно, всего Корякского хребта. В этой формации, как и в предыдущей, потоки базальтовых лав и диабазовых силлов находятся в ассоциации с кремнистыми породами (главным образом яшмами) и местами с основными гналокластитами. Эффузивно-яшмовые горизонты этой формации чередуются с терригенными породами, включающими пласты полимиктовых песчаников, содержащих аркозовый материал.

Помимо группы эффузивно-кремнистых формаций базальтоиды в Корякском хребте распространены и в других формациях. Одной из них является кэнкэренская вулканомиктово-туфовая формация позднеюрского — раннемелового возраста. Она распространена в пределах Алякатваамской и Майницкой зон, слагая соответственно Верхнеалькатваамский покров и часть Нижнемайницкого. Ее лаво-туфовая ассоциация, слагающая центральную часть формационного тела (район хр. Кэнкэрен), состоит главным образом из основных и средних туфов и лишь в небольшом количестве из основных лав и лавобрекчий. Эти породы на-

ходятся здесь в тесной ассоциации с соизмеримым количеством вулкано-миктовых пород (конгломератов, песчаников, алевролитов).

Широко распространены базальтоиды в дат-палеоценовой каканаутской вулканомиктово-базальтовой формации. Она завершает вертикальный ряд формаций Алькатваамской зоны, в разрезе Нижнеалькатваамского покрова. Наиболее типичная ассоциация пород этой формации состоит из переслаивания лав разнообразных по своей структуре базальтов и андезито-базальтов, много реже андезитов и более кислых пород. С ней связаны слои основных гиалокластитов, разнообразных литокластических туфов, а также грубозернистых, иногда косослоистых вулканомиктовых песчаников, гравелитов, часто содержащих обильный мелководный органогенный известняковый детрит. В эту ассоциацию входят и секущие верхнемеловую толщу дайки, и подводящие субвулканические тела базальтоидов и более кислых пород.

Сходной по составу является высокореченская вулканомиктово-базальтовая формация маастрихтского возраста, слагающая разрез неоавтохтона в пределах Эконайской зоны. В данной работе она не рассматривается из-за отсутствия оригинального фактического материала.

В табл. 1 приведены средние содержания основных породообразующих компонентов в базальтоидах четырех из перечисленных формаций, а также средние значения в них некоторых петрохимических показателей. Опыт петрохимического изучения океанических базальтоидов в связи с их тектонической позицией, а также базальтоидов различных фанерозойских геосинклинальных комплексов показывает, что различия в содержании таких петрогенных элементов, как Mg, Ti, щелочи, а также в соотношениях железа и магния, калия и натрия несут определенную информацию о типе земной коры в районе проявления вулканизма и дают некоторые объективные критерии для суждения о ее развитии [4, 8]. Петрохимические данные особенно информативны, когда используются вместе с данными о соотношении в каждом комплексе между выделенными согласно вариационным диаграммам X. Куно вулканическими сериями, а также степени дифференцированности каждой серии на основе содержания  $\text{SiO}_2$  и количественном соотношении эффузивов и взрывного материала. Помимо табл. 1 для большей наглядности характер соотношения между перечисленными окислами в базальтоидах каждой формации показан на рис. 1—3.

Базальтоиды изученных формаций оказались петрохимически достаточно отличными друг от друга. Как видно из табл. 1, очень своеобразными оказались палеозойские базальтоиды ионайской формации из района оз. Оленьего. Все образцы связаны со щелочной оливиновой серией и характеризуются высокой железистостью, повышенным содержанием калия, фосфора и очень высокой концентрацией титана. Своеобразие этих базальтоидов хорошо видно из рис. 2 и 3. Высокое содержание титана сближает эти породы со щелочными оливиновыми базальтоидами глыбовых и сводовых поднятий океанов [4]. Кроме того, они во многом сходны со щелочными оливиновыми базальтоидами западной части Японского моря, собранными на Приморском континентальном склоне (каньон Находка), а также с острова-вулкана Уллындо, расположенного в приматериковой зоне с корой субконтинентального типа [11]. Во всех перечисленных случаях рассматриваемые базальты сближаются с базальтами, развитыми на участках, где мощность коры значительно больше, чем в таких типичных океанических структурах, как срединные хребты и окружающие их абиссальные равнины. Во всех сравниваемых районах предполагаемые зоны генерации магм расположены гораздо глубже, чем в срединных хребтах и равнинах. Это позволяет предполагать, что в позднепалеозойском — раннемезозойском бассейне океаническая кора была неоднородной и по крайней мере имелись участки с корой повышенной мощности. Как известно, гетерогенность коры харак-

терна для современных геосинклинальных бассейнов западной части Тихого океана [7]. Изучение петрохимии палеозойских базальтоидов из других районов Корякского хребта позволит проверить сделанное предположение и решить, насколько широко были распространены участки с подобным щелочным вулканизмом.

Иными по петрохимическим показателям являются базальтоиды янранайской формации. Имеющаяся у нас выборка оказалась представленной исключительно основными вулканитами от пикритовых до андезитовых базальтов, относящимися по соотношению суммы щелочей к  $\text{SiO}_2$  к трем вулканическим сериям. Однако базальтоиды высокоглиноземистой и толеитовой серий в этой выборке явно преобладают над щелочной оливиновой. Это резко отличает базальтоиды янранайской формации от базальтоидов эффузивно-яшмовой формации ватынской серии юга Корякского нагорья, в которой широко распространены спилиты [1]. Этим они отличаются и от многих других формаций этой группы, в составе которых резко доминируют базальтоиды щелочной оливиновой серии [8]. По соотношению серий, а также по среднему содержанию  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ , суммарной щелочности и железистости базальтоиды янранайской формации очень близки базальтоидам срединных хребтов и абиссальных равнин современных океанов, т. е. участков, где океаническая кора имеет минимальную мощность и где зона генерации магм, вероятно, приближена к поверхности [4].

На вариационной диаграмме соотношения суммы и отношения щелочей поле янранайских базальтоидов примерно охватывает поля абиссальных, исландских и гавайских толеитов [12]. На рис. 2, показывающем соотношения  $\text{TiO}_2$  с величиной отношения суммарного  $\text{FeO}$  к  $\text{MgO}$ , янранайские базальтоиды, как и абиссальные толеиты, переходят верхнюю границу распределения фигуративных точек в островодужных вулканических породах [13]. Однако, как видно, характер зависимости между  $\text{TiO}_2$  и  $\text{FeO}_{\text{сум}}/\text{MgO}$  намечается обратный тому, что показан А. Миасиро для абиссальных толеитов. Соотношение суммарного  $\text{FeO}$  с величиной его отношения к  $\text{MgO}$  (рис. 3) в янранайских базальтоидах также имеет обратный характер по сравнению с абиссальными толеитами, и в отличие от последних все фигуративные точки на диаграмме попали в поле известково-щелочной серии.

Формирование янранайской формации, судя по палинспастическим реконструкциям, происходило в самой приокеанической части мезозойского бассейна, располагавшегося в пределах Корякского плато. Поэтому состав янранайских базальтоидов, наиболее близких к типично океаническому, можно рассматривать как подтверждение правильности реконструируемой палеоструктурной схемы и существования нормальной океанической коры в юго-восточной части бассейна.

Отличными от предыдущих являются базальтоиды кэнкэрэнской формации. Они, как отмечалось выше, представлены главным образом грубыми туфами и в меньшей степени лавами и составляют часть непрерывно дифференцированной вулканической серии от базальтов до андезитодацитов включительно. В целом туфовая составляющая обогащена кремнеземом по сравнению с эффузивами, которые по содержанию  $\text{SiO}_2$  не выходят за пределы андезито-базальтов. Все базальтоиды кэнкэрэнской формации характеризуются низким содержанием  $\text{TiO}_2$ , что типично для островодужных серий [8]. Это хорошо видно из рис. 2. По содержанию  $\text{MgO}$ , железистости, отношению щелочей базальтоиды кэнкэрэнской формации сходны с островодужными (рис. 1 и 3). С подобными формациями ее сближает и характер дифференцированности, и преобладание эксплозивного материала. Спецификой кэнкэрэнских базальтоидов, особенно эффузивов, является их повышенная общая щелочность, что обычно в островодужных сериях не наблюдается. При дальнейшем изучении

Таблица 1

Средний химический состав (вес. %) базальтоидов различных формаций Корякского хребта<sup>1</sup>

Формация		Ионаяская	Ярнайская				Кэнкэренская		Каканатская						
Окислы	Тип породы по содержанию SiO <sub>2</sub>	Б	Б	Б+АБ	Б		Б	Б (туф)	Б	Б	Б	Б	АБ	АБ	АБ
	Тип вулканической серии <sup>2</sup>	ЩО	Т	ВГ	ЩО	ОВ	ЩО	ЩО	Т	ВГ	ЩО	ОВ	ВГ	ЩО	ОВ
	Количество образцов	3	2	3	2	7	4	3	4	4	7	15	4	8	12
(1)		(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)
SiO <sub>2</sub>	<u>47,75<sup>4</sup></u> <u>1,08</u>	<u>45,65</u> <u>0,37</u>	<u>52,9</u> <u>2,35</u>	<u>46,11</u> <u>1,85</u>	<u>48,80</u> <u>4,06</u>	<u>50,12</u> <u>2,14</u>	<u>52,52</u> <u>0,18</u>	<u>50,90</u> <u>0,55</u>	<u>49,20</u> <u>2,50</u>	<u>49,94</u> <u>1,64</u>	<u>50,00</u> <u>1,72</u>	<u>54,53</u> <u>1,71</u>	<u>54,15</u> <u>1,60</u>	<u>54,27</u> <u>1,57</u>	
TiO <sub>2</sub>	<u>3,43</u> <u>0,18</u>	<u>1,26</u> <u>0,34</u>	<u>1,81</u> <u>0,29</u>	<u>1,36</u> <u>0,04</u>	<u>1,52</u> <u>0,35</u>	<u>0,93</u> <u>0,11</u>	<u>0,97</u> <u>0,08</u>	<u>1,03</u> <u>0,40</u>	<u>1,16</u> <u>0,25</u>	<u>1,50</u> <u>0,34</u>	<u>1,28</u> <u>0,38</u>	<u>1,37</u> <u>0,35</u>	<u>1,29</u> <u>0,22</u>	<u>1,32</u> <u>0,25</u>	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>15,20</u> <u>2,10</u>	<u>15,38</u> <u>0,18</u>	<u>14,63</u> <u>1,53</u>	<u>14,84</u> <u>0,29</u>	<u>14,90</u> <u>0,95</u>	<u>14,88</u> <u>2,06</u>	<u>14,65</u> <u>1,33</u>	<u>16,58</u> <u>2,35</u>	<u>15,58</u> <u>1,36</u>	<u>17,45</u> <u>1,63</u>	<u>16,71</u> <u>1,84</u>	<u>16,43</u> <u>0,95</u>	<u>17,14</u> <u>2,04</u>	<u>16,90</u> <u>1,73</u>	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>6,77</u> <u>1,52</u>	<u>2,43</u> <u>1,40</u>	<u>2,11</u> <u>0,67</u>	<u>5,43</u> <u>3,56</u>	<u>3,14</u> <u>2,25</u>	<u>6,03</u> <u>3,35</u>	<u>3,07</u> <u>0,26</u>	<u>3,94</u> <u>1,90</u>	<u>2,66</u> <u>1,96</u>	<u>3,36</u> <u>1,23</u>	<u>3,32</u> <u>1,58</u>	<u>3,15</u> <u>0,70</u>	<u>3,16</u> <u>1,19</u>	<u>3,16</u> <u>1,02</u>	
FeO	<u>5,12</u> <u>0,50</u>	<u>6,62</u> <u>1,48</u>	<u>6,09</u> <u>1,48</u>	<u>5,39</u> <u>2,24</u>	<u>6,04</u> <u>1,48</u>	<u>3,56</u> <u>1,98</u>	<u>6,91</u> <u>0,06</u>	<u>4,48</u> <u>1,05</u>	<u>6,48</u> <u>1,24</u>	<u>5,92</u> <u>1,92</u>	<u>5,69</u> <u>1,67</u>	<u>5,67</u> <u>1,20</u>	<u>5,90</u> <u>0,98</u>	<u>5,83</u> <u>1,02</u>	
MnO	<u>0,51</u> <u>0,57</u>	<u>0,26</u> <u>0,16</u>	<u>0,16</u> <u>0,02</u>	<u>0,19</u> <u>0,01</u>	<u>0,20</u> <u>0,08</u>	<u>0,22</u> <u>0,11</u>	<u>0,19</u> <u>0,04</u>	<u>0,16</u> <u>0,06</u>	<u>0,12</u> <u>0,05</u>	<u>0,19</u> <u>0,05</u>	<u>0,16</u> <u>0,06</u>	<u>0,18</u> <u>0,06</u>	<u>0,13</u> <u>0,04</u>	<u>0,14</u> <u>0,05</u>	
MgO	<u>3,34</u> <u>1,84</u>	<u>8,27</u> <u>1,44</u>	<u>7,40</u> <u>2,25</u>	<u>6,80</u> <u>0,57</u>	<u>7,47</u> <u>1,56</u>	<u>4,85</u> <u>1,84</u>	<u>6,87</u> <u>1,25</u>	<u>6,48</u> <u>2,08</u>	<u>8,22</u> <u>1,71</u>	<u>5,84</u> <u>1,12</u>	<u>6,63</u> <u>1,77</u>	<u>3,73</u> <u>0,51</u>	<u>4,32</u> <u>0,82</u>	<u>4,12</u> <u>0,76</u>	

CaO	$\frac{8,65}{0,23}$	$\frac{13,98}{1,73}$	$\frac{8,23}{1,23}$	$\frac{12,35}{1,90}$	$\frac{10,66}{3,64}$	$\frac{9,79}{2,21}$	$\frac{5,46}{1,76}$	$\frac{10,48}{0,44}$	$\frac{9,75}{0,95}$	$\frac{6,52}{1,75}$	$\frac{8,44}{2,25}$	$\frac{6,35}{2,25}$	$\frac{4,10}{1,49}$	$\frac{4,75}{2,10}$
Na <sub>2</sub> O	$\frac{4,87}{1,70}$	$\frac{2,03}{0,14}$	$\frac{3,24}{0,11}$	$\frac{3,49}{0,08}$	$\frac{2,96}{0,65}$	$\frac{4,91}{1,56}$	$\frac{4,96}{1,44}$	$\frac{2,38}{0,53}$	$\frac{2,57}{0,76}$	$\frac{5,29}{1,14}$	$\frac{3,79}{1,69}$	$\frac{4,50}{0,60}$	$\frac{5,54}{1,19}$	$\frac{5,19}{1,12}$
K <sub>2</sub> O	$\frac{1,83}{1,00}$	$\frac{0,25}{0,08}$	$\frac{0,86}{0,77}$	$\frac{0,85}{0,25}$	$\frac{0,68}{0,54}$	$\frac{2,20}{1,33}$	$\frac{1,18}{0,42}$	$\frac{0,50}{0,39}$	$\frac{0,72}{0,41}$	$\frac{0,82}{0,30}$	$\frac{0,71}{0,34}$	$\frac{1,07}{0,55}$	$\frac{0,92}{0,39}$	$\frac{0,97}{0,43}$
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	$\frac{0,83}{0,20}$	$\frac{0,13}{0,09}$	$\frac{0,36}{0,20}$	$\frac{0,08}{0,01}$	$\frac{0,21}{0,18}$	$\frac{0,18}{0,02}$	$\frac{0,09}{0,01}$	$\frac{0,11}{0,02}$	$\frac{0,10}{0,03}$	$\frac{0,13}{0,11}$	$\frac{0,12}{0,07}$	$\frac{0,19}{0,06}$	$\frac{0,16}{0,07}$	$\frac{0,17}{0,07}$
H <sub>2</sub> O <sub>сум</sub>	$\frac{2,32}{0,35}$	$\frac{2,71}{0,83}$	$\frac{3,18}{0,19}$	$\frac{3,12}{0,01}$	$\frac{3,03}{0,42}$	$\frac{2,46}{0,50}$	$\frac{3,16}{0,02}$	$\frac{2,93}{0,27}$	$\frac{2,74}{0,40}$	$\frac{3,00}{0,16}$	$\frac{2,91}{0,30}$	$\frac{3,09}{0,56}$	$\frac{3,09}{0,43}$	$\frac{3,09}{0,45}$
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	$\frac{6,71}{0,98}$	$\frac{2,28}{0,23}$	$\frac{4,10}{0,76}$	$\frac{4,35}{0,33}$	$\frac{3,65}{1,05}$	$\frac{7,08}{0,90}$	$\frac{6,14}{1,26}$	$\frac{2,87}{0,23}$	$\frac{3,29}{0,89}$	$\frac{6,12}{0,93}$	$\frac{4,50}{1,74}$	$\frac{5,57}{1,07}$	$\frac{6,46}{1,19}$	$\frac{6,16}{1,19}$
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	$\frac{3,51}{2,56}$	$\frac{8,52}{2,31}$	$\frac{5,97}{3,89}$	$\frac{4,40}{1,39}$	$\frac{6,25}{3,03}$	$\frac{3,25}{2,68}$	$\frac{4,73}{2,22}$	$\frac{8,38}{6,97}$	$\frac{2,80}{0,76}$	$\frac{5,82}{1,98}$	$\frac{6,61}{4,88}$	$\frac{5,28}{2,99}$	$\frac{7,60}{4,84}$	$\frac{6,82}{4,32}$
FeO <sub>сум</sub> /MgO	$\frac{3,84}{1,81}$	$\frac{1,00}{0,09}$	$\frac{1,10}{0,23}$	$\frac{1,52}{0,26}$	$\frac{1,19}{0,29}$	$\frac{2,14}{1,01}$	$\frac{1,44}{0,27}$	$\frac{1,33}{0,38}$	$\frac{1,13}{0,34}$	$\frac{1,59}{0,45}$	$\frac{1,39}{0,43}$	$\frac{2,34}{0,58}$	$\frac{2,13}{0,72}$	$\frac{2,20}{0,65}$
$f = \frac{FeO_{сум} \cdot 100}{FeO_{сум} + MgO}$	$\frac{77,33}{7,09}$	$\frac{49,50}{2,12}$	$\frac{52,33}{5,50}$	$\frac{59,00}{5,66}$	$\frac{53,43}{5,68}$	$\frac{66,00}{8,76}$	$\frac{58,67}{5,13}$	$\frac{56,25}{6,99}$	$\frac{52,0}{7,12}$	$\frac{60,43}{7,07}$	$\frac{57,07}{7,48}$	$\frac{69,5}{5,07}$	$\frac{66,5}{7,54}$	$\frac{67,5}{6,74}$

<sup>1</sup>Все анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР. Результаты первичных анализов были пересчитаны на 100% с вычетом CO<sub>2</sub> и избытка суммарной воды более 3% в исходном анализе. <sup>2</sup>Разделение пород по содержанию SiO<sub>2</sub> проводилось в соответствии с классификацией Ф. Ю. Левинсон-Лессинга: Б—базальт, АБ—андезито-базальт. <sup>3</sup>Принадлежность пород к вулканическим сериям определялась в соответствии с вариационной диаграммой SiO<sub>2</sub>—(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) X. Куно: ШО—щелочная оливин-базальтовая, ВГ—высокоглиноземистая, Т—толеитовая, ОВ—общее по выборке. <sup>4</sup>В числителе—средние содержания, в знаменател—средние квадратичные отклонения.

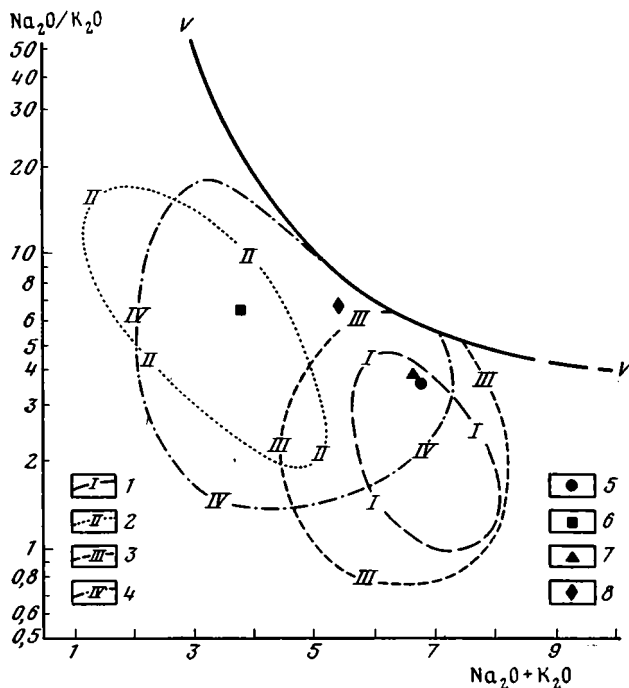


Рис. 1. Вариационная диаграмма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  для базальтоидов Корякского хребта

1 — границы поля расположения фигуративных точек для ионайской формации; 2 — то же для яранайской формации; 3 — то же для кэнкэрэнской формации; 4 — то же для каканавутской формации; 5 — средние значения указанных величин для ионайской формации; 6 — то же для яранайской формации; 7 — то же для кэнкэрэнской формации; 8 — то же для каканавутской формации; V — V — верхняя граница значений для свежих пород по А. Миасиро

кэнкэрэнской формации на это следует обратить внимание и собрать дополнительный материал по указанным вулканитам.

По нашим представлениям, формирование кэнкэрэнской формации было связано с начавшимся в поздней юре длительным процессом перестройки палеозойского структурного плана и возникновением юрско-меловой островодужной системы, в которой можно выделить междуговые прогибы, собственно Кэнкэрэнскую вулканическую гряду и зону перехода дуга — желоб [9, 10]. На основании всего сказанного нам представляется, что вулканиты кэнкэрэнской формации, несмотря на их высокую щелочность, наиболее обоснованно рассматривать как островодужные. Не исключено, что в пределах хр. Кэнкэрэн мы сталкиваемся с вулканитами внутреннего (более приконтинентального) края островодужной системы. Как известно, в распределении вулканических серий в пределах современных островных дуг наблюдается тенденция к увеличению щелочной оливиновой и соответственно уменьшению толеитовой серии по мере перехода от океанических участков к континентальным [5].

Вулканические породы каканавутской формации связаны со слабо-дифференцированным комплексом, обладающим тенденцией к непрерывной дифференциации при резком доминировании основных разностей. Они представлены всеми тремя вулканическими сериями, хотя роль их неодинакова. Преобладает щелочная оливиновая (50%), тогда как толеитовая серия составляет 15—20% выборки. Средний химический состав базальтов и андезитов-базальтов разных серий приведен в табл. 1. Состав базальтов этой формации отличается от всех рассмотренных

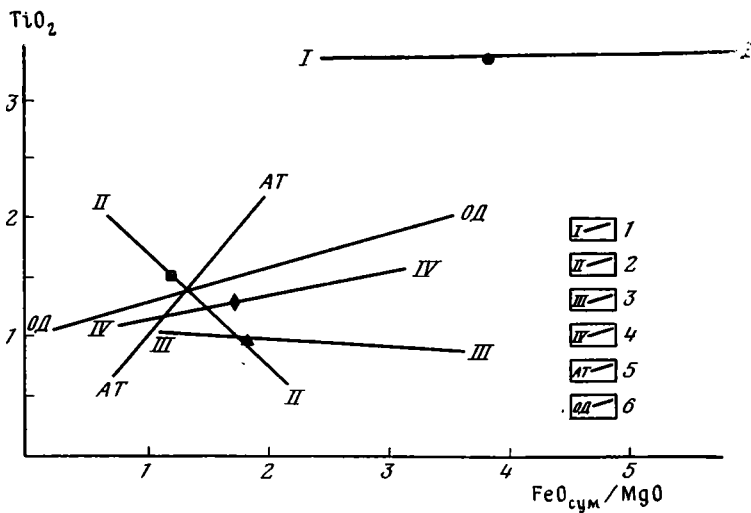


Рис. 2. Вариационная диаграмма  $TiO_2$  и  $FeO_{сум}/MgO$  для базальтоидов Корякского хребта  
 1 — характер корреляционной зависимости в поле фигуративных точек для ионайской формации; 2 — то же для янранайской формации; 3 — то же для кэнкэренской формации; 4 — то же для каканавутской формации; 5 — характер корреляционной зависимости для абиссальных толентов по А. Миасиро; 6 — верхняя граница поля для вулканических пород островных дуг по А. Миасиро. Остальные обозначения те же, что и на рис. 1

выше. Для многих компонентов характерны содержания, по своим значениям промежуточные между содержанием их в кэнкэренских и янранайских базальтах, и, как правило, они ближе к последним. От базальтоидов всех рассматриваемых выше формаций базальты и андезитобазальты каканавутской формации отличаются несколько более высоким содержанием глинозема. По многим показателям вулканы каканавутской формации близки с породами предорогенных существенно базальтовых формаций верхнего мела Восточно-Камчатской зоны и палеоцен-эоцена зоны восточных полуостровов Камчатки [8]. По нашим представлениям, базальтоиды каканавутской формации были связаны с мелководными субкавальными излияниями и характеризуют островодужные вулканические серии поздних этапов развития, подобно отмеченным базальтам Камчатки. Их излияние предшествовало формированию в раннем эоцене крупных покровов Алыкатваамской и Майницкой зон (Корякская система покровов). Островодужный характер каканавутских базальтоидов подтверждается и положением соответствующих им фигуративных точек на диаграммах (рис. 1 и 2).

В табл. 2 даны выделенные для базальтов всех четырех формаций числовые значения уравнений дискриминантных функций, составленных В. А. Кутолиным [6] при парном сравнении базальтов разных базальтовых формаций. Полученные значения интересны прежде всего как дополнительные количественные критерии при сравнении базальтов разных формаций, в том числе Корякского хребта, показывающие их сходство и различия, с учетом соотношения значительно большего количества информативных компонентов, чем на обычных двухкомпонентных диаграммах. Это тем более необходимо, что в литературе по Корякскому нагорью при петрохимической характеристике базальтоидов авторы обычно дают значения уравнений дискриминантных функций [1, 3]. В янранайской и каканавутской формациях отдельно приведены значения для щелочной оливиновой и толентовой серий, а также для всего комплекса в целом. Сравнивая базальты изученных формаций с базальтами тех



Значения некоторых уравнений дискриминантных функций В. А. Кутолина [6] для базальтов отдельных формаций Корякского хребта

I	II	Ионайская	Янранайская			Кэнкэрен- ская	Каканэутская		
	III	ЩО	ЩО	T	ОВ	ЩО	ЩО	T	ОВ
ТрМП — АндБ						-0,353	-1,298	+1,552	-2,200
ТрМП — КОБ			+0,471		+1,324				
ТрМП — ОБТ				+13,591	+0,528				
ООБЩ — ТрМП		-4,527					+3,981		
АндБ — КОБ			+2,128		+1,486	-1,543	-1,061	-2,411	-1,204
АндБ — ОБТ				+2,269		-15,091	-0,574	-3,771	
ООБЩ — АндБ		-10,159							
КОБ — ОБТ			-2,295	+5,463	-0,472				
ООБЩ — КОБ			-0,485	+0,389	+0,139	+2,703	+3,076		
ООБЩ — ОБТ			-20,237	-5,134	+1,430				

*Примечание.* I — группируемые пары, для которых В. А. Кутолиным составлены уравнения дискриминантных функций. ТрМП — траппы молодых платформ; АндБ — базальты андезитовой формации; КОБ — базальты континентальной оливин-базальтовой формации; ОБТ — океанические толеитовые базальты; ООБЩ — океанические щелочные оливиновые базальты. Если численное значение левой группы уравнения меньше 0, исследуемая выборка ближе к первой группе данной пары, если больше — то ко второй. II — формации Корякского хребта. III — вулканические серии: ЩО — щелочная оливин-базальтовая, T — толеитовая, ОВ — общая выборка.

формаций, фактический материал по которым был заложен В. А. Кутолиным в указанные уравнения, мы не склонны переносить генетическую интерпретацию. Следует также заметить, что В. А. Кутолиным для составления уравнений брались общие выборки для всего комплекса без предварительной разбивки на вулканические серии, а, как видно из табл. 2, вулканы разных серий из одной и той же формации показывают тяготение к вулканическим формациям, занимающим совершенно различное структурно-тектоническое положение.

По числовым значениям уравнений дискриминантной функции базальты ионайской формации, как и следовало ожидать, отличаются от всех других и близки с океаническими щелочными оливиновыми базальтами, рассмотренными В. А. Кутолиным. Он в эту формацию включил исключительно щелочные оливиновые базальты, которые другие исследователи рассматривают как базальты сводовых и глыбовых поднятий океанов [4].

При аналогичных сравнениях базальты толеитовой серии янранайской формации оказались сходными с океаническими толеитами, для характеристики которых В. А. Кутолин использовал главным образом выборку по толеитам Гавайского архипелага и лишь частично по толеитам срединных океанических хребтов. При этом он отмечает разницу тех и других в содержании титана, железа, фосфора и других компонентов. Базальты щелочной оливиновой серии янранайской формации, как и всей выборки, оказались наиболее сближенными с базальтами континентальной оливин-базальтовой формации, в которую В. А. Кутолиным были включены выборки из оливин-базальтовой формации мезозойско-кайнозойских впадин Прибайкалья, кайнозойских вулканических плато Восточного Китая и Южного Приморья, из Восточно-Африканской рифтовой зоны, с Мадагаскара и из Австралии.

Базальты кэнкэренской формации оказались близкими, с одной стороны, с базальтами андезитовой формации, которая была охарактеризована выборками из неоген-четвертичных вулканических комплексов Камчатско-Курильской островной дуги, Японии, Алеутской дуги, Индонезии, плиоцен-четвертичных комплексов Армении и неоген-четвертичных комплексов Карпат. С другой стороны, базальты кэнкэренской формации по соотношению  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$  (уравнение для пары ТрМП —

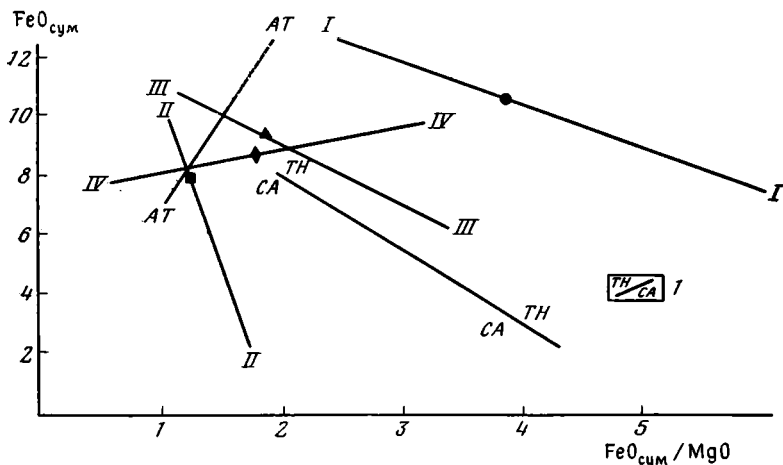


Рис. 3. Вариационная диаграмма  $FeO_{\text{сум}}$  и  $FeO_{\text{сум}}/MgO$  для базальтоидов Корякского хребта  
 I — граница известково-щелочной и толеитовой серий по А. Миасиро.  
 Остальные обозначения те же, что и на рис. 1 и 2

АндБ) сближены с траппами молодых платформ. Последние были охарактеризованы В. А. Кутוליным по выборкам из нижнемезозойских базальтовых покровов Кузбасса, Зауралья и Тургайского прогиба.

Толеитовые базальты каканавитской формации на основе рассматриваемых уравнений наиболее сближены с базальтами андезитовой формации, тогда как базальты щелочной оливиновой серии и вся выборка в целом гораздо резче, чем кэнкэрэнская, сближена с траппами молодых платформ.

Итак, в геологической истории Корякского хребта неоднократно проявлялся вулканизм. Среди изученных вулканических комплексов выделяются базальтоиды, сходные с базальтоидами различных структурных зон современного океана и его окраин, отличающихся между собой прежде всего мощностью и строением земной коры. Приведенные данные достаточно наглядно показывают, что изменение петрохимических особенностей базальтоидов отражало основные этапы развития изученного региона. Сейчас требуется дополнительный фактический материал с единой методикой обработки аналитических данных как по вулканикам из рассмотренных в статье формаций, так и из других формаций Корякского хребта и всего Корякского нагорья. Это позволит сделать выводы более широкими и определенными.

#### Литература

1. Алексеев Э. С. Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 55—95.
2. Аристов В. А., Брагин Н. Ю. Триас в вулканогенно-кремнистых образованиях Корякского нагорья. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 6, с. 1432—1434.
3. Зинкевич В. П. Формации и этапы тектонического развития в мезокайнозой северной части Корякского нагорья: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол. наук. М.: Геол. ин-т АН СССР, 1978, с. 24.
4. Золотарев Б. П. Петрология базальтов современного океана в связи с их тектонической позицией. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 22—35.
5. Золотарев Б. П., Соболев С. Ф. Связь петрохимических особенностей базальтоидов Курильской островной дуги и сопредельных районов с различными типами земной коры. — В кн.: Верхняя мантия, № 9. М., Наука, 1972, с. 171—191.
6. Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Наука, 1969, с. 89.
7. Марков М. С., Пушаровский Ю. М., Тильман С. М., Федоровский В. С., Шило Н. А. Тектоника Восточной Азии и дальневосточных морей. — Геотектоника, 1979, № 1, с. 3—21.
8. Осадкообразование и вулканизм в геосинклиналих бассейнах. М., Наука, 1979, с. 235.

9. Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Соколов С. Д. Офиолитовые покровы Корякского хребта.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239; № 5, с. 1186—1189.
10. Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Казимиров А. Д., Соколов С. Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта.— В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 63—80.
11. Сахно В. Г., Вржосек А. А., Моисеенко В. Г. Особенности состава лав дна окраинных морей.— В кн.: Изверженные породы Восточной Азии. Владивосток. Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 19—30.
12. Miyashiro A. Classification characteristics and origin of ophiolites.— J. Geology, 1975, v. 83, № 2, p. 249—281.
13. Miyashiro A. Subduction-zone ophiolites and island-arc ophiolites.— In: Energetics of geological processes. N. Y., 1977, p. 188—213.

Геологический институт АН СССР  
СВКНИИ ДВНЦ АН СССР

Поступила в редакцию  
19.V.1980

УДК 551.243(235.33) + 553.06.43(235.33)

**ЖЕГАЛОВА Г. В.****МЕЛАНЖ В МАССИВАХ  
ГАББРО-НОРИТ-КОРТЛАНДИТОВОГО КОМПЛЕКСА  
СРЕДИННОГО ХРЕБТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ**

Строение массива Кувалорог характеризуется сочетанием тектонических пластин норитов и тектонического мезива, состоящего из норитов, кортландитов и вмещающих пород. Установлены следы дифференциации габброндов. Рудные тела локализованы в пластинах тектонического мезива и чаще всего на контактах тектонических пластин. Специфика становления рудоносного интрузива и широкого проявления в нем процессов метасоматоза обусловлена тектоническими факторами.

**ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ**

Многолетними работами геологов Камчатского территориального геологического управления в южной части Срединного хребта Центральной Камчатки выявлен ряд интрузивных массивов габбро-норит-кортландитового комплекса пород, несущих медно-никелевое оруденение Кувалорог, Дукукский, Пеницкий, Немтикский, Кагнисинский, Шануч и др. (рис. 1).

В 1978—1979 гг. автором проведены геолого-структурные исследования в районе массива Кувалорог и получены новые данные о его строении и структурной позиции. Работа проводилась в контакте с геологами производственных партий Камчатского территориального геологического управления, в 1978 г. — с В. Н. Лукьяновым, в 1979 г. — с В. Н. Копыловым. Петрографическое изучение шлифов выполнено С. А. Гумилевским (ВЗПИ).

Массив Кувалорог расположен у южного края Центральнокамчатского выступа метаморфических пород. Площадь его выхода на дневную поверхность (в интервале абсолютных высот 600—1600 м) составляет около 50 км<sup>2</sup>. Массив залегает в сложно дислоцированных филлитах (имеющих в своем составе углистые и карбонатные разности) и метапесчаниках хейванской свиты условно палеозойско-мезозойского возраста. В непосредственной близости от массива обнажаются также докембрийские (?) кристаллические сланцы колпаковской и камчатской серий, палеозойско-мезозойский (?) комплекс зеленокаменно измененных пород основного состава андриановской и квахонской свит, мезозойские терригенные образования кихчикской серии и поздне меловые и раннепалеогеновые вулканогенные, кремнистые и терригенные отложения ирунейской и кирганинской свит [1].

Имеющиеся данные позволяют рассматривать выступ метаморфических пород и его обрамления в виде серии пологозалегающих тектонических пластин [3, 4], сформированных в процессе нескольких этапов активных горизонтальных движений, на протяжении мезозойско-кайнозойского этапа развития этой зоны (рис. 2). Автохтоном, по-видимому, являются миогеосинклинальные образования кихчикской серии. К структурам параавтохтона мы относим пластину, образованную докембрийским (?) комплексом кристаллических сланцев, аллохтона — пластину,

сложенную палеозойско-мезозойскими (?) филлитами и амфиболизированными эффузивами основного состава. Позднемеловые и раннепалеогеновые породы также слагают пластину, осложненную чешуйчатыми надвигами, которая по ряду особенностей отнесена нами к неоавтохтону. В верхней части неоавтохтона залегают неоген-четвертичные образования Центральнокамчатского вулканического пояса и Западно-Камчатского краевого прогиба.

По поводу строения никеленосных массивов Срединного хребта до последнего времени существовали разные мнения. Считалось, что они не

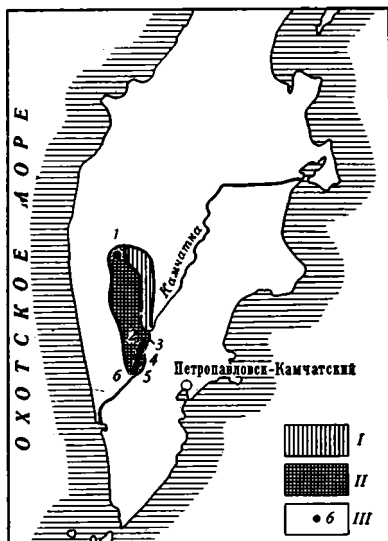


Рис. 1. Схема размещения массивов габбро-норит-кортландитового комплекса пород на территории Центральной Камчатки

*I* — выходы докембрийских (?) и палеозойско-мезозойских (?) пород; *II* — наиболее крупные поля распространения позднемеловых и раннепалеогеновых пород; *III* — массивы габбро-норит-кортландитового комплекса пород: 1 — Шануч, 2 — Кагнисинский, 3 — Немтицкий, 4 — Пеницкий, 5 — Дукукский, 6 — Кувалорог

расслоены и сложены норитами с постепенными переходами к куртландитам [6]. Согласно взглядам некоторых камчатских геологов, массивы слагаются норитами и прорваны более молодыми интрузиями и дайками диоритов, гранодиоритов, горнблендитов и амфиболизированных перidotитов (кортландитов и шрисгеймитов).

По данным наших исследований, основная часть массива Кувалорог сложена норитами различной меланократовости, в меньшей степени — ультраосновными породами. В меланократовых разностях широко проя-



Рис. 2. Схематический обобщенный разрез через Центральную Камчатку (без учета вертикальных перемещений в неогене)

Автохтон: 1 — мезозойские терригенные миогеосинклинальные образования кихчикской серии. Параавтохтон: 2 — докембрийские (?) метаморфические породы колпаковской и камчатской серий. Аллохтон: 3 — палеозойско-мезозойские (?) вулканогенно-терригенные образования андриановской, хейванской и квахонской свит. Неоавтохтон складчато-чешуйчатого строения: 4 — позднемеловые кремнисто-вулканогенные породы ирунейской свиты (формация окраинного моря); 5 — позднемеловые вулканогенно-терригенные породы кирганикской свиты (формация островной дуги); 6 — позднемеловые (?) — раннепалеогеновые (?) конгломераты. Неоавтохтон брахискладчатого строения: 7 — образования Центральнокамчатского вулканического пояса; 8 — терригенные образования Западно-Камчатского краевого прогиба; 9 — приблизительное структурное положение массива Кувалорог

вились процессы амфиболового автометасоматоза с преобразованием первичных перидотитов в кортландиты, что отмечалось всеми исследователями данного комплекса.

В строении массива также принимают участие гранодиориты и диориты метасоматического происхождения, насыщенные гранатами и залегающие как в приконтактовых частях массива, так и внутри него — в зонах полевошпатизации норитов.

Большая часть пород массива содержит графит в виде скоплений или рассеянного вещества.

Нами неоднократно наблюдались постепенные переходы между отдельными разностями пород массива, но расшифровать строение последнего представляется возможным только с учетом сложнейших тектонических деформаций, подвергших его первичную форму значительной перестройке. Следы тектонических преобразований зафиксированы в структурах и самого массива и вмещающих пород, однако до последнего времени они не обращали на себя внимания геологов.

Среди других пород на площади массива часто встречаются дайки и штоки габбро-пегматитов, имеющие интрузивные контакты с норитами, а также жилы пегматитов и комплекс значительно более молодых даек разного состава.

Абсолютный возраст пород массива определен калий-аргоновым методом (по калиевому полевоому шпату) как позднемеловой.

### **СТРОЕНИЕ МАССИВА КУВАЛОРОГ И СТРУКТУРЫ ВМЕЩАЮЩИХ ЕГО ПОРОД**

Структура пород, вмещающих массив Кувалорог, представляет собой крыло сложной синформной складки шириной около 20 км с общим наклоном слоев пород к юго-западу под углами 10—15 до 25—30°. Синформа образована полого изогнутыми тектоническими пластинами, сложенными различными пачками пород хейванской свиты. Внутри пластин породы смяты в тесные остроугольные лежачие складки разных порядков. Оси и крылья лежачих складок осложнены брахиформной складчатостью нескольких порядков с размахом крыльев от нескольких метров до нескольких километров и с наклоном крыльев от 3—5 до 25—30°. Параллельно изгибам осей лежачих складок развивались сланцеватость и зоны отрыва на контактах тектонических пластин.

Имеются факты, свидетельствующие о том, что подобные структуры характерны для пород хейванской свиты на всей территории Центральной Камчатки.

Поверхности отрыва тектонических пластин зафиксированы в виде пологих зон сильнейшего рассланцевания, милонитизации, переуплотнения и микроскладчатости филлитов с обилием зеркал скольжения, а также в виде зон дробления, будинажа и брекчирования массивных метапесчаников.

Массив Кувалорог обнажается в блоке, ограниченном разломами различных направлений (рис. 3). В настоящее время массив расчленен на несколько пологозалегающих тектонических пластин мощностью в первые сотни метров. На контактах пластин и внутри них развиты пологие субпараллельные зоны тектонической деструкции пород, сопровождающиеся дроблением, рассланцеванием, будинажем (развальцеванием), вдавливанием одних пород в другие по трещинам. Как правило, эти зоны обогащены графитом, послужившим своего рода смазкой, облегчившей скольжение пластин.

Отмечается общее пологое (до 30°) падение пластин к востоку с несколькими локальными перегибами по восстанию.

Собственно интрузивные контакты массива с породами рамы представляют собой зоны проникновения интрузивного материала в интен-

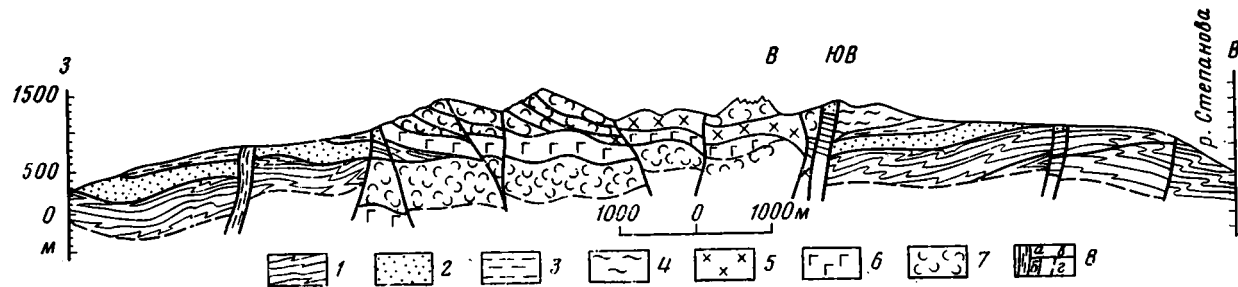


Рис. 3

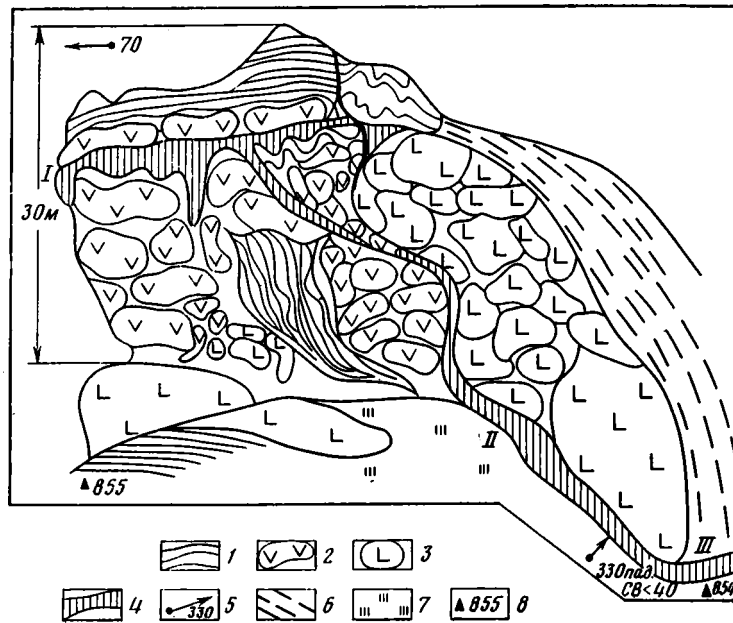


Рис. 4

Рис. 3. Геологический разрез массива Кувалорог Хейванская свита: 1 — переслаивающиеся филлиты и метапесчаники; 2 — метапесчаники; 3 — филлиты с тонкими прослойками метапесчаников; 4 — углистые филлиты. Меланж: 5 — диориты, лейкократовые нориты; 6 — нориты; 7 — тектоническое месиво; 8 — разрывные тектонические нарушения: а — зона повышенной трещиноватости; б — субвертикальные разломы; в — пологие надвиги; г — предполагаемая граница распространения меланжа (с учетом геофизических данных)

Рис. 4. Тектоническое месиво из норитов, амфиболитизированных габбро и графитизированных углисто-пелитовых пород: 1 — графитизированные и гранатизированные углисто-пелитовые породы; 2 — будинированные нориты; 3 — будинированные амфиболитизированные меланократовые нориты; 4 — зоны разрывных тектонических нарушений, выполненные графитом или графитизированным милонитом; I и III — фрагменты пологих надвигов, II — зона крутопадающего разлома: 5 — элементы залегания зон разрывных нарушений; 6 — зеркало скольжения; 7 — задернованная поверхность склона хребта; 8 — точки наблюдения

сивно складчатые и катаклазированные вмещающие породы с замещением глинистых разностей и образованием структур типа мигматитов. По мере удаления от контактов во вмещающих породах на расстоянии десятков метров образовались околоинтрузивные ореолы гнейсовидных полосчатых пород, пронизанных множеством ориентированных прожилков кварца. В ряде мест отдельные пластины интрузивных пород имеют самостоятельные контакты с вмещающими породами и разделены пологопадающими клиньями метапесчаников и филлитов, глубоко заходящими внутрь массива. Этот факт может свидетельствовать о внедрении первичной интрузии в виде ряда сближенных субпластовых тел.

В том случае, когда контакты тектонических пластин наложены на интрузивные контакты, наблюдается своеобразное тектоническое месиво интрузивных и вмещающих пород. Такое же месиво слагает и ряд пластин внутри интрузива.

К настоящему моменту удалось выделить несколько пластин мономиктового и полимиктового состава. Первые сложены гранодиоритами и диоритами, вниз по разрезу постепенно переходящими в лейкократовые нориты, а также норитами с редкими линзовидными пластовыми телами кортландитов и амфиболизированных меланократовых разностей норитов. Породы пластин мономиктового состава в приближении к пологим тектоническим контактам приобретают характерную отдельность в виде овальных или округлых глыб-будин, погруженных в цемент из тонкорассланцованных милонитизированных пород того же состава (так называемую скорлуповатую отдельность). Размеры таких «будин» изменяются от нескольких сантиметров до нескольких метров. Обычно будины бывают ориентированы параллельно плоскостям пологих тектонических контактов.

Пластины полимиктового состава слагаются тектоническим месивом (рис. 4), которое в своей основе состоит из неравномерно биотизированной и графитизированной массы норитов, содержащей огромное количество полуассимилированных ксенолитов почти нацело графитизированного и гранатизированного углисто-пелитового материала, местами сохранившего прослой или обломки песчаников. В эту пластичную, иногда даже складчатую графит-норитовую или песчанисто-норитовую смесь закатаны отдельные тела кортландитов и амфиболизированных меланократовых норитов, угловатые глыбы (размером от долей метра до десятков метров) метапесчаников довольно свежих небититизированных норитов, диоритов. Пластовые тела амфиболизированных пород подверглись интенсивному развальцеванию, сопровождающемуся рассланцеванием, графитизацией и гранатизацией. Некоторые из них преобразованы в породы тремолит-актинолитового состава. Ультраосновные породы встречаются также в виде отдельных небольших округлых глыб-будин размером до 1—2 м; иногда они образуют дайкоподобные или грибообразные тела, выжатые из мест первичного залегания по крутопадающим трещинам в пологозалегающие зоны тектонической деструкции пород. Контакты ультраосновных пород с вмещающими породами в большинстве случаев можно объяснить как контакты вдавливания, приклонения, обволакивания или размазывания между плотными породами (например, между глыбами песчаников). Лишь в отдельных будинах можно заметить обрывки нормальных фациальных контактов кортландитов и меланократовых норитов.

Среди экзотических глыб встречены в основном породы хейванской свиты. Однако имеются единичные находки кристаллических сланцев, сходных со сланцами камчатской серии. В. Н. Лукьяновым также обнаружены песчаники с характерными образованиями, напоминающими призматические слои иноцерамов из аналогичных по внешнему облику песчаников кихчикской серии. Эти факты заставляют предполагать более



разнообразный состав экзотических глыб и требуют внимательного их изучения.

Следы расслоения массива обнаружены в пластинах и мономиктового и полимиктового состава.

Как уже отмечалось, в пластинах, сложенных лейкократовыми рзностями, вниз по разрезу наблюдаются постепенные переходы от гранодиоритов и диоритов к норитам. В норитах также отмечено увеличение меланократовости к подошве пластины с появлением слоев (до 3—10 см) и шпиров темноцветных минералов и постепенным переходом к роговообманковым породам типа горнблендитов.

Еще более отчетливые следы стратификации обнаружены в пластинах тектонического массива. Эти пластины состоят из более мелких пластин — слоев, разделенных поверхностями скольжения и отрыва. Низы «слоев» насыщены большим количеством субпластовых пологозалегающих линзовидных тел (мощностью от нескольких метров до более 100 м) амфиболизированных меланократовых норитов, кортландитов и горнблендитов. В большинстве случаев к подошве или кровле пластов меланократовых пород приспособились субгоризонтальные зоны отрыва тектонических пластин и, таким образом, как бы контролируют их размещение.

Зоны полевошпатизации (и, как правило, гранатизации) норитов также обнаружены и в пластинах мономиктового и полимиктового состава. Они представляют собой ореолы неравномерной «пропитки» плагиоклазами будинированных и рассланцованных норитов с преобразованием их в гибридные породы типа диоритов и гранодиоритов. Нередко в более плотных ядрах будин сохранились нориты, в то время как рассланцованная и милонитизированная оболочка превращена в лейкократовую породу. Структурное положение ореолов полевошпатизации пока не совсем ясно, но имеются факты, свидетельствующие о приуроченности их к участкам внедрения плагиоклазовых и пегматитовых жил, мелких штоков и даек габбро-пегматитов в зонах сгущения разломов системы 330—340°.

В пластинах тектонического массива сосредоточена основная масса руд. Сингенетические магматические пентландит-пирротин-халькопиритовые шпирово-вкрапленные руды приурочены в основном к субпластовым телам амфиболизированных меланократовых норитов и кортландитов. Намечается закономерность в размещении более оруденелых тел меланократовых пород к основанию тектонических пластин, особенно в приконтактовых частях с подстилающими пластинами норитов.

Эпигенетические магматические массивные существенно пирротиновые руды пока обнаружены всего в нескольких местах в виде реликтов будинированного рудного столба в нижней части одной из пластин тектонического массива и в обломках брекчированных руд в элювии, спроектированном на поверхность волочения в кровле пластины норитов. Эпигенетические гидротермальные пирротин-халькопиритовые руды (по неопубликованным данным Камчатского территориального геологического управления) прожилково-гнездовой текстуры встречены в амфиболизированных меланократовых норитах также в пластине пород тектонического массива.

На некоторых участках в пластинах тектонического массива в графитизированной и биотитизированной массе норитов отмечается густая тонкорассеянная вкрапленность блестков пирротина.

К настоящему моменту строение массива Кувалорог во всех подробностях еще не выяснено. Геолого-структурные исследования на его площади будут продолжены. Однако сейчас уже ясно, что принципиальную схему строения массива можно считать установленной, и это подтверждено первой скважиной (глубиной 700 м), вскрывшей под очередной пластиной тектонического массива пластину норитов.

Реконструируя нарушенную блоковыми перемещениями форму массива Кувалорог, можно увидеть, что пластины тектонического мезива, как правило, залегают в основании пластин мономиктового состава (на приведенном разрезе — см. рис. 2 — верхняя пластина отсутствует). При этом каждая такая пара пластин, по-видимому, разделена клиньями вмещающих пород. В целом в районе выходов массива Кувалорог можно предполагать многоярусное мощное и обширное интрузивное тело, внедрившееся в пологие зоны тектонической деструкции внутри аллохтона, начиная от контактов последнего с автохтоном или параавтохтоном. Изолированные небольшие тела габброидов, располагающиеся вокруг массива, по-видимому, являются фрагментами отдельных его пластин, выведенными на поверхность последующими блоковыми перемещениями.

### ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО ПОЛОЖЕНИЯ МАССИВА КУВАЛОРОГ

До начала наших исследований на южной Камчатке предполагалось, что отдельные цепочки интрузивных тел пород габбро-норит-кортландитового комплекса могут быть связаны с разломами северо-западного направления.

Наши исследования показали, что массив Кувалорог локализован в пределах крупного узла пересечения разломов следующих систем: 290—310°, 330—340°, 0—10°, 30—40°, 50—60°, 70—80° до 90° в зоне повышенной проницаемости, образованной сближенными крутопадающими разломами субмеридионального направления. Массив нарушен хаотическими блоковыми перемещениями по разломам всех систем с амплитудами вертикального перемещения, достигающими десятков и первых сотен метров.

Выявление указанных разломов дает возможность с уверенностью говорить о существовании на Центральной Камчатке единой Дукукской зоны выходов массивов норит-кортландитового комплекса пород, совпадающей, по-видимому, с системой разломов 30—40° (см. рис. 1), и о структурном положении отдельных массивов в узлах пересечения этого пояса с другими системами разломов, прежде всего субмеридионального и северо-западного направлений.

Изложенные выше факты о структурах массива Кувалорог свидетельствуют о том, что они представляют собой тектонический меланж, сформированный в процессе горизонтальных перемещений тектонических пластин. Роль пластичной массы, чаще всего выполняемой ультраосновными породами, в данном случае принадлежит графит-норитовой смеси пород.

Анализ материалов и непосредственные полевые наблюдения в других районах Центральной Камчатки (в Хим-Кирганикской рудной зоне [3]) показывают, что структуры тектонического меланжа являются характерной чертой этого региона, а не ограничиваются описываемым в данной статье участком.

Обнаружение меланжа в массиве Кувалорог, по-видимому, повлечет за собой находки таких же или подобных им явлений и в других массивах габбро-норит-кортландитового комплекса Дукукской зоны. Судя по имеющимся материалам, меланж был встречен также и в районе массива Шануч.

Явление графит-норитового меланжа в рудоносных интрузивных массивах имеет большое значение для перспектив развития геологоразведочных работ на Камчатке. Оно свидетельствует о весьма специфических условиях, в которых происходили процессы формирования руд и дальнейшего преобразования рудных тел. В связи с этим возникает вопрос об аллохтонном или автохтонном происхождении меланжа такого типа. Имеющиеся сейчас факты о локализации Дукукской группы нике-

леносных массивов в узлах пересечения крутопадающих разломов нескольких систем могут свидетельствовать об автохтонном залегании интрузивных тел. Представляется возможным внедрение рудоносной магмы в уже сформированные в течение предверхнемелового времени структуры шарьяжных пластин с образованием согласных пластовых тел. Затем последовала деформация интрузивных и вмещающих пород при новых горизонтальных тектонических перемещениях более молодого комплекса позднемеловых — кайнозойских образований [3].

Однако не исключено, что пояс выходов пород габбро-норит-кортландитового комплекса может вместе с породами их рамы составлять фрагмент единой мегапластины аллохтона, заключенный в виде тектонической линзы между разрывами, образующими крупный разлом системы 30—40°.

### ВЫВОДЫ

Строение массивов габбро-норит-кортландитового комплекса Центральной Камчатки можно установить только учитывая сложнейшую тектоническую обстановку, существовавшую в период формирования интрузивных тел. Структура массива Кувалорог и вмещающих его пород свидетельствует о формировании массива в условиях горизонтальных перемещений тектонических пластин с образованием меланжа. Локализация массива в крупном узле пересечения разломов разных систем в поясе разломов, совпадающем с зоной выходов всех подобных массивов на юге Срединного хребта, может свидетельствовать об автохтонном положении массивов габбро-норит-кортландитового комплекса в этом регионе. Не исключено также, что зона выходов пород этого комплекса может являться и фрагментом (блоком) единой мегапластины аллохтона.

Насыщенность среды в тектоническом массиве углисто-графитовым и карбонатным материалом должна была способствовать (и способствовала) широкому проявлению процессов метасоматоза и создала специфические условия для рудообразования. В связи с этим можно ожидать обнаружения вместе с магматическим медно-никелевым сульфидным типом оруденения других генетических типов — гидротермального, метасоматического с формированием медно-никелевого оруденения с золотом, серебром и полиметаллами — пирротиновой формации по [5].

Автохтонное положение массивов, по-видимому, позволило бы надеяться на обнаружение достаточно крупных скоплений массивных руд, представляющих промышленный интерес в условиях Камчатки.

### Литература

1. Геология СССР. Т. XXXI, ч. I. М.: Недра, 1964, с. 733.
2. Геология СССР. Т. XXXI, ч. II, М.: Недра, 1977, с. 351.
3. Жегалова Г. В. Новые данные о тектонической структуре Центральной Камчатки (Хим-Кирганинская рудная зона).— Сб. тр. Всес. заочного политехн. ин-та, 1978, вып. 117, с. 116—118.
4. Жегалова Г. В. Тектоника и структурный контроль медного и медно-никелевого оруденения южной части Центральной Камчатки.— Докл. АН СССР, т. 254, № 3, 1980, с. 703—707.
5. Осетров О. А. Сульфидные месторождения цветных металлов в сланцевых толщах. М.: Недра, 1978, с. 204.
6. Старков Г. Н. О рудной специализации кортландитовых комплексов различных структурно-фациальных зон (на примере Южной Камчатки).— В кн.: Основные проблемы Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971, с. 188—189.

Всесоюзный заочный  
политехнический институт  
Москва

Поступила в редакцию  
11.IV.1980

УДК 551.242.32(262.5)

КАРА В. И.

**СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА  
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ**

В работе на конкретных примерах показано, что нужно различать осадочные образования глубоководной впадины (формацию глубоководной впадины) и образования, слагающие тектонические элементы обрамления. Последние в пределах континентального склона срезаются эрозионной поверхностью предсреднемиоценового возраста.

Многочисленные сейсмические исследования МОВ материковых окраин внутренних морей показали, что за континентальным склоном в глубоководных впадинах залегают значительные по мощности молодые осадочные образования, как правило, не имеющие аналогов в пределах обрамления. Граница их распространения проходит вблизи бровки шельфа или у подножия континентального склона, Возраст этих отложений в настоящее время определен по данным глубоководного бурения, в частности для Черного моря установлен ранне(?)—среднемиоцен-четвертичный возраст осадков, выполняющих его глубоководную впадину (Initial..., 1978).

Каким же образом эти мощные молодые отложения, залегающие субгоризонтально, соотносятся с отложениями, слагающими тектонические элементы обрамления? Этот вопрос, в частности для Феодосийско-Батумского сектора материковой окраины, является решающим для принятия той или иной тектонической модели его строения. Недостатка же в последних не ощущается. Выполненные в 1969—1970 гг. региональные работы МОВ в этом районе и последующие детальные исследования ОГТ (по методу общей глубинной точки) на Керченско-Таманском и Гурийском участках легли в основу целого ряда тектонических схем, достаточно подробно изложенных в работах (Дьяконов и др., 1976; Маловицкий, Терехов, 1972; Терехов и др., 1973; Яншин и др., 1976, 1977; Туголесов, 1976; Андреев, 1976). Наиболее важным для настоящей работы является то, что вопросы соотношения мощных молодых отложений с более древними осадочными отложениями, слагающими тектонические элементы обрамления глубоководной впадины, практически никем не рассматривались. Исключением является несколько работ (в первую очередь А. А. Терехова, 1977), в которых обращалось внимание на эрозионную природу подошвы «молодых» среднемиоцен-четвертичных отложений в зоне континентального склона.

Детальный анализ имеющихся данных МОВ позволил установить, что на всем протяжении Феодосийско-Батумского сектора материковой окраины молодые впадинные отложения залегают на региональной эрозионной поверхности, которая срезает осадочные образования, слагающие тектонические элементы обрамления.

На Керченско-Таманском участке континентальный склон и внешняя часть шельфа сложены впадинными отложениями, и первые отражения от их подошвы появляются на профилях за 15—20 км от современного положения бровки шельфа. Подстилающие их на шельфе верхнемиоце-

новые осадочные образования в направлении его бровки срезаются, и на континентальном склоне молодые впадинные отложения практически повсеместно залегают на размытой поверхности нижнемиоценовых, а местами и верхнемеловых образований (рис. 1). В подножии склона верхнемиоценовые образования залегают с вышележащими согласно, а эрозионная поверхность прослежена на отдельных профилях ниже их подошвы, т. е. образования этого возраста относятся здесь к впадинному комплексу.

На Кавказском участке материковой окраины впадинные отложения залегают в нижней части континентального склона и на ложе глубоководной впадины. В верхней части на поверхность дна выходят нижнепа-

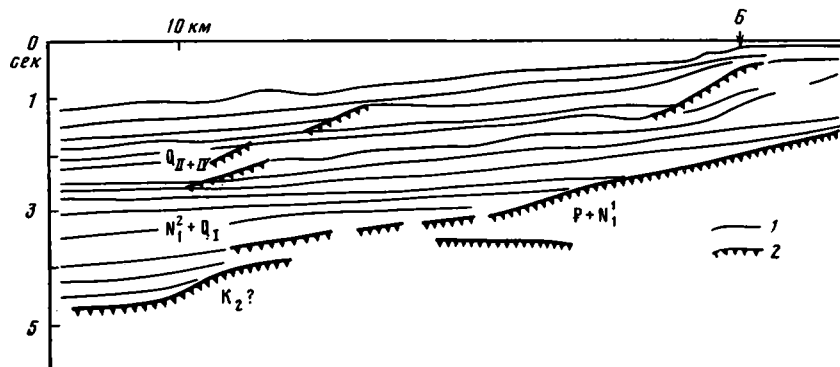


Рис. 1. Фрагмент временного сейсмологического разреза, пересекающего Керченско-Таманский участок  
1 — отражения от горизонтов внутри осадочного чехла; 2 — то же от эрозионных поверхностей. Б — бровка шельфа; стратификация определена по данным глубоководного бурения. Местоположения разрезов см. на рис. 5

леогеновые и верхнемеловые флишевые образования, слагающие Северо-Западный Кавказ (Шимкус, Шуменко, 1977). Разрез впадинных отложений, по данным привязки к скважинам (Initial..., 1978), включает в подножие континентального склона верхнемиоцен-четвертичные образования, которые залегают на размытой поверхности дислоцированных палеогеновых и, вероятно, нижнемиоценовых образований (рис. 2).

На Абхазском участке материковой окраины (район Сочи и Адлера) впадинные отложения трансгрессивно налегают на образования раннемиоценового и палеогенового возрастов.

На Гудаутском своде среднемиоцен-четвертичные отложения также трансгрессивно налегают на размытую поверхность, срезающую нижнемиоценовые и верхнемиоценовые образования (рис. 3). Возраст последних определен по результатам работ КМПВ и данным бурения (Терехов, 1977).

На широте г. Очамчиры в зоне континентального склона эрозионная поверхность срезае все более поздние, чем верхнемеловые, образования (рис. 4).

Гурийский участок существенно отличается от соседних. Здесь впадинные отложения в местах раскрытия в Черноморскую впадину Натанебской и Гурийских впадин выходят на сушу и изучены бурением и геологической съемкой (Геология СССР, т. X, 1964). Морские отложения среднемиоцен-четвертичного возраста залегают на эрозионной поверхности, выработанной в осадочно-вулканогенных нижнемиоцен-эоценовых образованиях, а южнее Натанеби срезают верхнемеловые образования.

Таким образом, отложения среднемиоцен-четвертичного возраста повсеместно залегают на региональной эрозионной поверхности, срезающей отложения, слагающие тектонические элементы обрамления. На большей части материковой окраины срезаны все отложения вплоть до

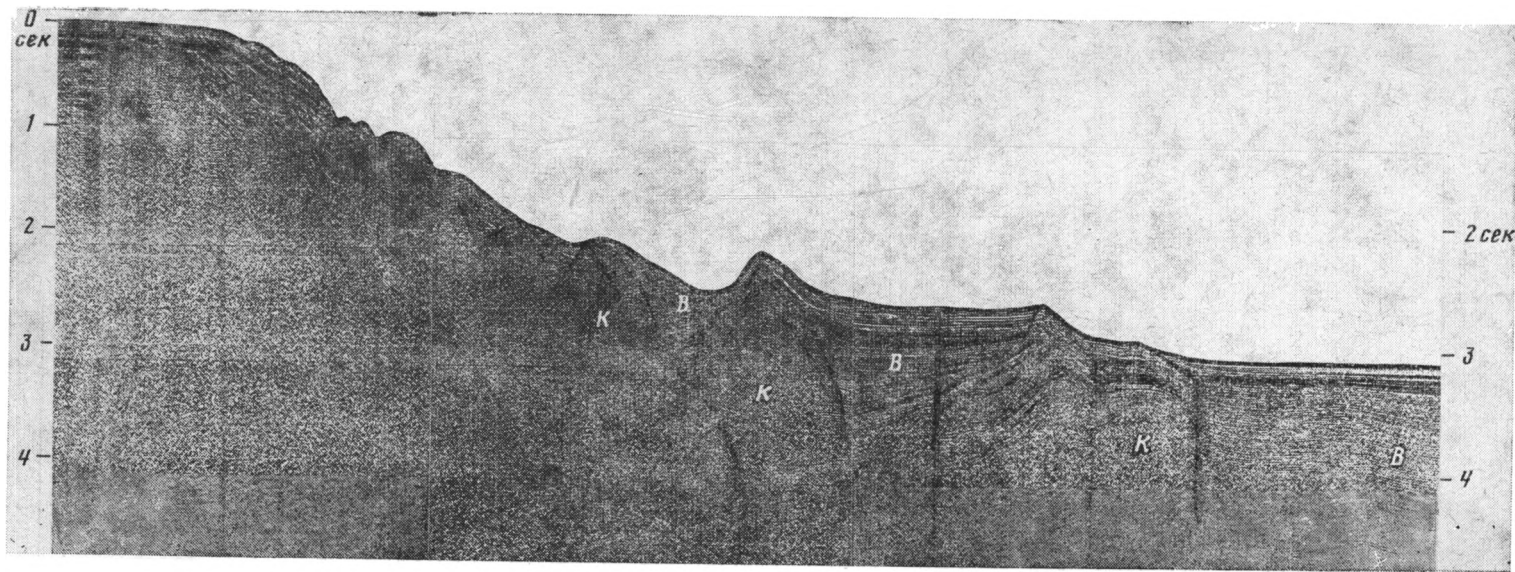


Рис. 2. Временной сейсмогеологический разрез по профилю через Кавказский участок континентального склона (получен А. А. Тереховым в 1970 г.). Стрелкой показано положение подошвы впадинных (В) отложений; К — «коренные» образования

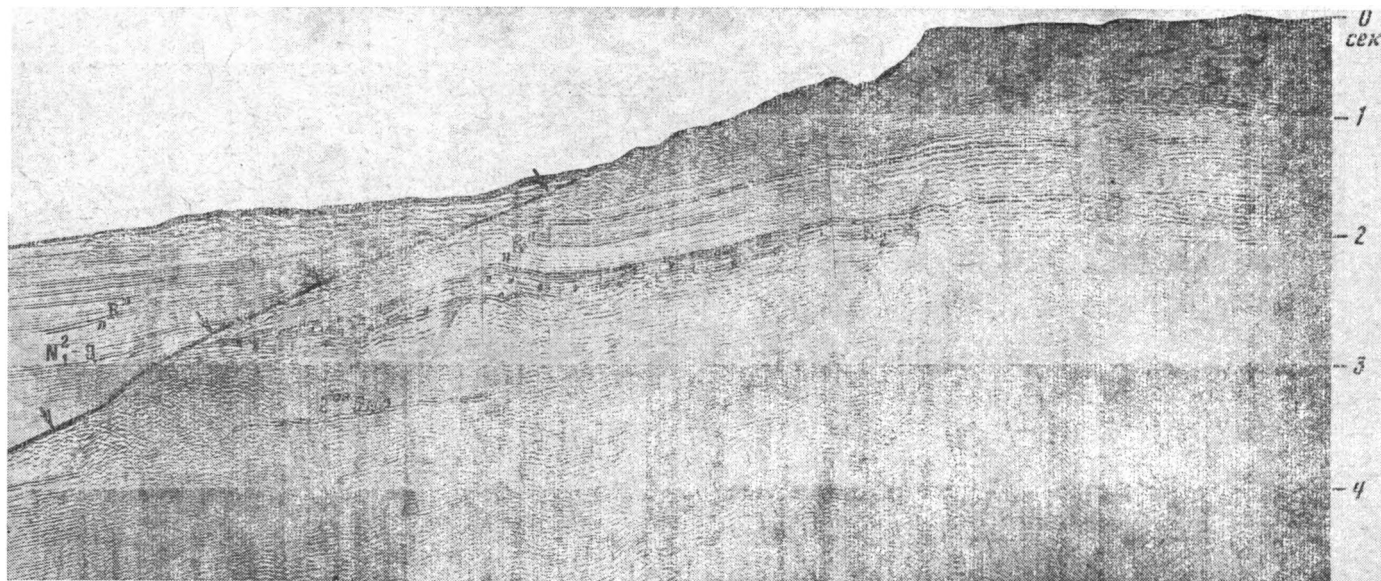


Рис. 3. Временной сейсмогеологический разрез по профилю через Гудаутский участок континентального склона (получен А. А. Тереховым в 1970 г.). Условные обозначения те же, что и на рис. 2

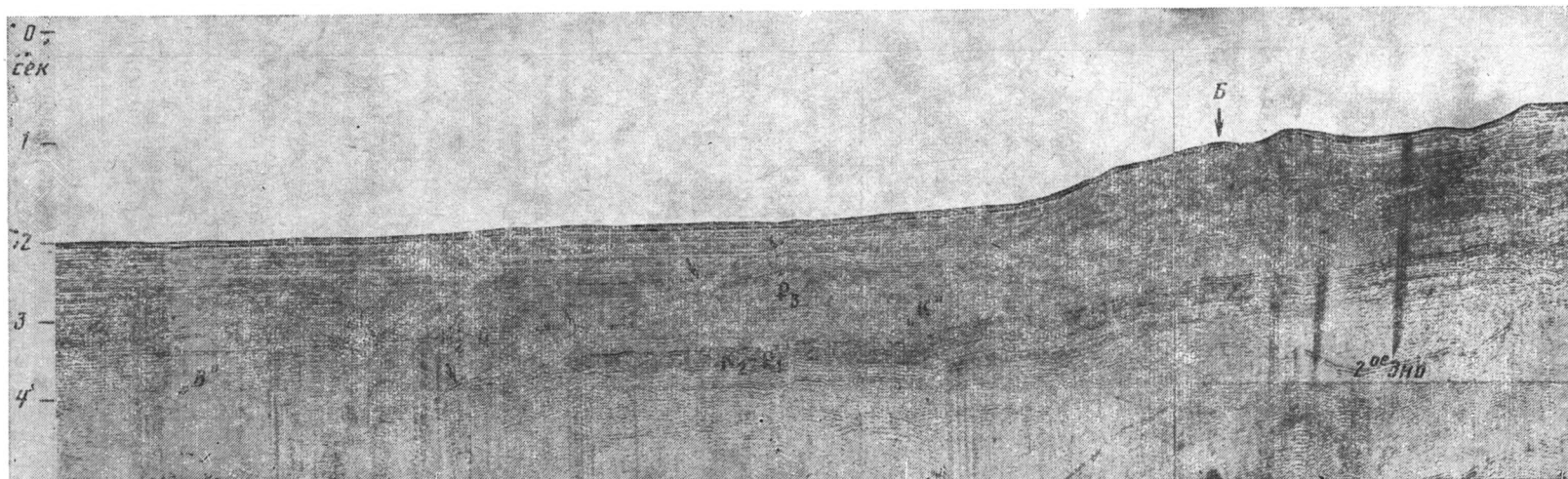


Рис. 4. Временной сейсмогеологический разрез по профилю через Окамчирский участок континентального склона (получен А. А. Тереховым в 1970 г.). Условные обозначения те же, что и на рис. 2



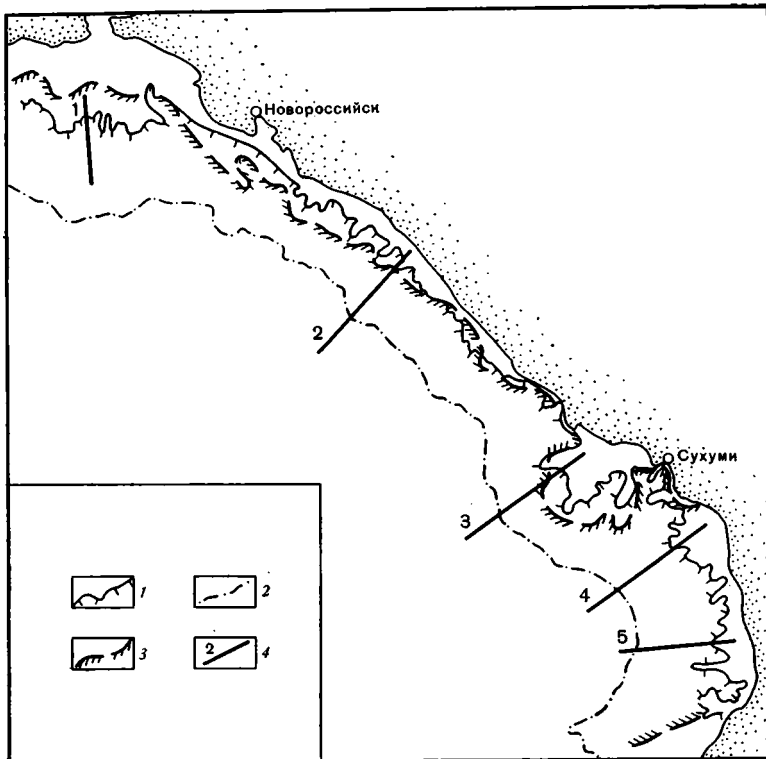


Рис. 5. Схема расположения приведенных профилей с показом современной и предмезотической геоморфологических обстановок  
 1 — современное положение бровки шельфа, 2 — современное положение подножия континентального склона, 3 — предполагаемое положение бровки шельфа в верхнемиоценовое время, 4 — положение профилей и номер соответствующего рисунка

верхнемеловых, а на отдельных ее участках — и до юрских. При этом наблюдается определенная зависимость характера распределения молодых впадинных отложений от того, на какой неотектонический элемент они наложены. Для областей новейшего прогибания характерно их широкое развитие как на шельфе, так и на склоне. В пределах же Кавказского участка фронт впадинных отложений располагается в нижней части континентального склона (рис. 5).

Эрозионная поверхность в пределах континентального склона, отделяющая единый по структуре и способу формирования осадочный впадинный комплекс от самых разнообразных образований (разного возраста, структуры и состава) основания, является формационной границей. Осадочный комплекс, залегающий на региональной эрозионной поверхности за континентальным склоном, может быть отнесен к формации глубоководной впадины.

Существование этой формации ставит под сомнение представления некоторых исследователей о формировании Черноморской впадины вследствие катастрофического обрушения. Напротив, складывается впечатление, что Черноморская впадина, во всяком случае в Феодосийско-Батумском секторе материковой окраины, расширялась в новейшее время за счет эрозионного отступления бортов впадины в сторону берега с небольшой скоростью. Становится ясным также, каким образом за столь короткое время в глубоководной котловине накопились мощные отложения, поскольку отступление континентального склона даже на весьма незначительную (в масштабах впадины) величину приводит к образо-

ванию значительного количества обломочного материала. Кроме того, существование единой предсреднемиоценовой эрозионной поверхности свидетельствует о том, что в среднемиоценовое время Восточно-Черноморская впадина уже существовала, а ее материковая окраина располагалась несколько южнее ее современного положения (см. рис. 5).

Резюмируя вышесказанное, следует отметить, что выделение в пределах глубоководной части Восточно-Черноморской впадины единой осадочной формации заставляет нас несколько пересмотреть и вопросы ее тектоники.

Поскольку формирование отложений этой формации, по-видимому, происходило и происходит в настоящее время за счет разрушения коренных образований в зоне континентального склона, то установить продолжение в акваторию тектонических элементов обрамления, пользуясь данными только по альпийскому структурному этажу, за пределы бровки шельфа весьма затруднительно. Соответственно наложенный характер Феодосийско-Батумского сектора материковой окраины не вызывает сомнений.

Представляется, что выявленные в настоящей работе некоторые закономерности строения одного из участков континентального склона Черноморской впадины достаточно общи и характерны для всей впадины.

### Литература

- Андреев В. М.* Краевые прогибы Крыма и Кавказа в Черном море.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11.  
Геология СССР, т. X, ч. 1. М., «Недра», 1964.
- Дьяконов А. И., Цагарели А. Л., Маловицкий Я. П., Байдов Ф. К., Терехов А. А.* Тектоническое районирование восточного Причерноморья и прилегающей акватории Черного моря.— В сб.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М., «Наука», 1976.
- Маловицкий Я. П., Терехов А. А.* Новые сведения о структуре мезокайнозойских образований в Прикавказской части Черного моря.— Морская геология и геофизика, 1972, № 3.
- Терехов А. А., Мамошина К. Н., Москаленко Э. П.* О продолжении структур Северо-Западного Кавказа во впадину Черного моря.— Геотектоника, 1973, № 1.
- Терехов А. А.* О характере распределения мезокайнозойских отложений в Восточной глубоководной части Черного моря.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 2.
- Туголесов Д. А.* Современная структура Черноморской впадины.— Сов. геология, 1976, № 7.
- Шимкус К. М., Шуменко С. И.* Первые находки пород мелового возраста на материковом склоне Черного моря.— Океанология, 1977, т. XVII, вып. 5.
- Яншин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Шимкус К. М., Шлезингер А. Е.* Основные аспекты образования Черноморской впадины.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 1.
- Яншин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Николаева Е. Я., Шимкус К. М., Шлезингер А. Е.* Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42-B. Washington, 1978.

## ХРОНИКА

УДК 551.24(571.6)

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ  
И РЕГИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА ВОСТОКА СССР(XIII сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока,  
Якутск, 22 июля — 8 августа 1980 г.)

Тектоническая сессия проходила в два этапа. На первом (в г. Якутске, 23 и 24 июля) состоялись пленарные и секционные заседания, а на втором, совместно с полевыми исследованиями зоны сочленения Сибирской платформы с мезозоидами Верхояно-Колымской системы (низовья р. Лены), — симпозиумы и широкие дискуссии по актуальным проблемам теоретической и региональной геотектоники.

Сессию открыл председатель Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, акад. Ю. А. Косыгин. С приветственными сообщениями выступили второй секретарь Якутского обкома КПСС М. П. Губкин и заместитель Председателя Президиума Якутского филиала СО АН СССР В. В. Ковальский.

Доклад В. Е. Хаина «О современном состоянии теоретической тектоники», а также специальный семинар на эту же тему были посвящены в основном рассмотрению основных положений новой глобальной тектоники. Докладчиком было отмечено, что последние материалы по глубинному сейсмическому зондированию подтверждают тектоническую расслоенность земной коры; плоскости шарьяжей и надвигов новыми исследованиями прослежены вплоть до глубин 25 км. Однако тектоника плит пока не дает удовлетворительного объяснения вертикальных движений на континентах, и, в частности, за пределами этой гипотезы остается формирование эпиплатформенных орогенов. В. Е. Хаин резко возразил прозвучавшему утверждению в докладе В. Ю. Забродина о том, что тектоника плит не имеет в своей основе геологических фактов. Слабой ее стороной являются не обоснованные геологическими доказательствами постулаты, а объяснение механизма движения плит. В. Е. Хаин возражал против простого тектонического скучивания, так как оно не может привести к формированию крупных горных сооружений. Приложением только горизонтальных сил нельзя объяснить и складчатость. Существуют три формы тектонического сжатия: скучивание, сдавливание и обдукция — субдукция. По-видимому, кроме горизонтального существует и вертикальное сжатие.

В докладе М. С. Маркова и Ю. М. Пушаровского «Закономерности формирования континентальной коры» показано, что в развитии континентальной коры могут быть выделены океаническая, переходная и континентальная стадии, различающиеся как динамическими обстановками, так и магматическими и осадочными комплексами. Возраст становления континентальной коры определяется появлением верхних моласс, калиевых гранитоидов и калиевого метасоматоза. Доклад иллюстрировался новыми тектоническими картами Северной Евразии (масштаба 1 : 5 000 000) и Востока СССР и сопредельных территорий (масштаба 1 : 2 500 000).

Г. С. Гусев, Г. А. Гринберг и др., на примере в основном восточных регионов Якутии показали, что древняя континентальная кора Верхояно-Чукотской области в рифее — среднем палеозое и особенно в позднем палеозое — мезозое была подвергнута существенной тектонической деструкции, а в позднем мезозое она, в условиях интенсивного сжатия метаморфизма и магматизма, коренным образом преобразована. В этот этап была создана регенерированная мезозойская кора. Поэтому территорию Верхоянья нельзя показывать как только просто деформированный шельф на древней континентальной коре. Дорифейский возраст фундамента Колымского массива этими авторами обосновывается новыми материалами по структурным и метаморфическим несогласиям, а также изотопными датировками как метаморфических (около 2 млрд. лет), так и неметаморфизованных магматических пород (древнее 600 млн. лет).

С мобилистских позиций вопросы тектонического развития Дальнего Востока СССР рассматривались в докладах Л. М. Натапова с соавторами (Л. А. Савостин, А. П. Ставский, Л. П. Зоненшайн), Л. М. Парфенова, Б. А. Натальина, В. Б. Спектора и др.

Ю. В. Архипов и И. Г. Волкодав высказали предположение о широком развитии в западной части Верхояно-Колымской системы мезозойд олистостромовых образований, приуроченных к следующим стратиграфическим уровням: поздний протерозой, ранний карбон, поздний триас, средняя юра. Образование этих олистостромов ими связывается с разновозрастными надвигами Хараулахско-Сетте-Дабанской, Чаркы-Индибирской, Селенях-Момской, Алазейской и Приколымской надвиговых систем. Среднерифейские и нижнекаменноугольные образования этого рода были продемонстрированы участникам совещания в естественных обнажениях. Однако большинство не согласилось с возможностью отнесения экзотических утесов в среднерифейских карбонатных толщах Чекуровской антиклинали и каменноугольных конгломератов на мысе Крестях к типичным олистостромам.

Ю. В. Архипов и И. Г. Волкодав, кроме того, высказали предположение о возможности выделения Момо-Полуусненского офиолитового пояса. Выдвижение пластин с породами офиолитовой ассоциации было длительным и завершилось в среднеюрскую эпоху. Г. С. Гусев, однако, указал, что эти комплексы имеют докембрийский возраст и блоки фундамента с крупными массивами гипербазитов были выдвинуты на дневную поверхность в основном в позднем мезозое.

Г. С. Гнибиденко представил весьма интересные материалы по тектонике Курило-Камчатского глубоководного желоба, противоречащие, по его мнению, основным постулатам плитовой тектоники. К. В. Боголепов при обсуждении этого доклада подчеркнул, что для такого серьезного заключения необходимо было привлечь материал не только по узкой полосе желоба, но и по более широкой территории. С. А. Ушаков показал возможность иной мобилистской интерпретации материалов Г. С. Гнибиденко.

Основные проблемы докембрийской тектоники рассматривались на секционных заседаниях и специальном семинаре. Работой последнего руководил М. С. Марков, который к числу главных вопросов современной геологии докембрия отнес сходство и различие лунных и земных пород, серые гнейсы и зеленокаменные пояса, место анортозитов в истории развития докембрийских комплексов, правомочность использования концепций плитовой тектоники для глубокого докембрия. С подробным обсуждением этих вопросов и самостоятельными докладами выступили М. А. Гилярова, А. А. Бухаров, А. Ф. Петров, Е. П. Миронюк, Л. П. Карсаков, И. М. Фрумкин, В. И. Шульдинер, Ч. Б. Борукаев и др.

В истории развития докембрийских метаморфических толщ Восточной Сибири А. А. Бухаровым были выделены прагеосинклинальная (4—2,5 млрд. лет) стадия, когда был сформирован гранулит-базитовый фундамент; во вторую стадию (2,5—1,8 млрд. лет) основными структурными элементами были протогоосинклинальные прогибы и протоплатформенные области. Образование собственно сиалической коры здесь произошло в интервале 1,9—1,5 млрд. лет, когда формировались протяженные вулканоплутонометаморфические пояса. В. И. Шульдинером в докладе «Главные этапы становления континентальной коры» было отмечено, что в послепротерозойских сооружениях признаков полного превращения океанической коры в развитую континентальную нигде пока не обнаружено. Настоящая континентальная кора формировалась только в докембрии, когда существовали особые термические условия (температура на поверхности Земли около 400°) и широко было развито конвекционное перемещение оболочек литосферы вследствие значительной гравитационной неустойчивости. Специфические условия преобразования коры в докембрии, которые не могут быть сведены к геосинклинальному процессу, были отмечены и в докладе Ч. Б. Борукаева.

Н. А. Божко на примере подвижных зон Гондваны и Евразии показал, что особые тектонические условия имели место не только в глубоком докембрии, но и в позднем докембрии. Этот этап в истории Земли им рассматривается в качестве переходного от внутриплитной тектоники раннего докембрия к тектонике плит фанерозоя.

А. Б. Ронов сообщил предварительные результаты по статистической обработке отношения натрия к калию. Это отношение закономерно уменьшается от высоких значений в архее — протерозое для низких в фанерозое и от высоких значений в эвгеосинклиналях до низких в ряду миогеосинклиналь — платформа.

В докладе Л. И. Красного «О тектонике и минералогии Восточной Сибири и Дальнего Востока (включая краевые моря)» было отмечено, что в этом регионе, состоящем из ряда унаследованно развивающихся геоблоков и межблоковых структур, можно проследить эволюцию литосферы от раннего докембрия до кайнозоя. По его мнению, концепция планетарной геоблоковой тектоники позволяет значительно полнее оценить минерагеническую роль межгеоблоковых (дуговых и линейных) и окраинно-геоблоковых (перикратонных прогибов и вулканогенных поясов) структур. В эпохи тектонического растяжения происходит расхождение геоблоков, сопровождающееся разрывом гранитометаморфического слоя, а в эпохи тектонического сжатия имеет место сближение и раздавливание межблоковых структур. Этапам формирования геоблоков Сибирской платформы был посвящен также доклад Е. П. Миронюка и И. А. Загзукиной.

Вопросам тектонического контроля месторождений полезных ископаемых складчатых и платформенных областей кроме доклада Л. И. Красного были посвящены сообщения Н. П. Запиалова, В. Е. Бакина, Ю. К. Бурлина с соавторами, В. С. Ситникова, В. Е. Абеля с соавторами, В. И. Шура и В. Б. Спектора, Т. С. Кирусенко и А. И. Старникова, К. Р. Чепикова и В. Н. Никишина, В. А. Иванова и В. Д. Дмитриева, Ю. В. Да-

выдова и А. Л. Галямова, А. В. Коробицина, Ц. О. Очирова, В. Е. Бакина, А. А. Гудкова, Г. С. Фрадкина и др.

Проблемы рифтогенеза подробно обсуждались на секционных заседаниях и специальном семинаре. В докладе Е. Е. Милановского «Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории» было высказано мнение о том что рифтогенез не представляет собой специфического явления кайнозойской истории Земли. Процессы, близкие к современному рифтогенезу, имели место в мезозое, палеозое, позднем протерозое, исторические корни его уходят в глубокий докембрий. Намечается его определенная эволюция от совмещения черт рифтового и геосинклинального процесса в архее, родственность и подчиненность геосинклинальному в протерозое и палеозое и огромная самостоятельная роль рифтогенеза в мезозое.

Под рифтами Е. Е. Милановский понимает полосовидные тектонические зоны протяженностью во многие сотни и даже тысячи километров, в которых происходит (или преобладает) горизонтальное расширение земной коры в направлении, примерно поперечном их простиранию, сопровождаемое подъемом нагретого глубинного мантийного материала.

Такое широкое понимание рифтовых зон критиковалось в выступлениях К. В. Боголепова и С. И. Шермана. В. Е. Хаин отметил неправомочность выделения рифтовых процессов в архее. Тем не менее все выступавшие в прениях отметили, что рифтогенез представляет весьма сложное, но еще слабо изученное преобразование земной коры.

В. П. Солоненко в докладе «Современная тектоника Байкальской рифтовой системы и концепции тектоники плит» рассматривает рифтогенез как самостоятельное явление, не связанное ни с тектоникой плит, ни с унаследованным развитием древних структур. С. И. Шерман выразил несогласие с мнением В. П. Солоненко по ряду принципиальных положений динамики и структуры Байкальского рифта.

Вопросы глубинного строения, тектонических полей напряжений и сейсмичности Байкальской рифтовой системы и прилегающих регионов обсуждались М. М. Мандельбаумом, С. М. Замараевым, В. В. Ружичем, Б. М. Козьминим, В. С. Имаевым и другими докладчиками.

На совещании практически не затрагивались вопросы магматизма современных и рифтов геологического прошлого. Исключение в этом отношении составило сообщение Б. Р. Шпунта «Докембрийский рифтогенез на севере Сибирской платформы». По мнению Е. П. Максимова, на Алданском щите в мезозое рифтовый режим можно маркировать по широкому развитию формации щелочно-базальтового типа.

Методологические вопросы геотектоники рассматривались в докладах В. Ю. Забродина, В. А. Соловьева, Г. Л. Кирилловой и Б. М. Чикова. Однако наиболее подробно они обсуждались в весьма интересном докладе Ю. А. Косыгина «Основные методологические вопросы геологин».

В докладе А. Л. Яншина «Были ли древние геосинклинали океанами?» на основании подробного сопоставления мощностей и вещественного состава верхнемеловых и палеогеновых отложений Атлантического океана и Альпийской геосинклинальной области высказано мнение о том, что геосинклинали геологического прошлого никогда не были океанами. Они, по-видимому, представляли узкие раздвиги континентальной коры, заполнявшиеся мощными осадочными и вулканогенными толщами. На примере Казахстана приблизительно такое же мнение прозвучало в докладе Е. И. Паталахи «Офиолиты и геодинамические реконструкции».

В. Е. Хаин и М. С. Марков высказали по этому поводу существенные замечания. Ими было отмечено, что геосинклинальные области, хотя и располагаются обычно в краевых частях океанов, имеют в своем основании кору океанического типа, в их разрезах устанавливаются осадки океанского типа; по размерам геосинклинальные пояса (в частности, Урало-Монгольской и Альпийской) нисколько не уступают современным океанам. Указанная проблема в той или иной мере была затронута в докладе Я. П. Маловицкого «Роль пелагогенных впадин в развитии морских окраин континентов». Она обсуждалась Г. Л. Кирилловой («Проблема однотипности геологического строения океанов на уровне формаций и их рядов») и В. А. Соловьевым («Структурная основа гипотез первичной океанической коры и новой глобальной тектоники»). Последним, в частности, на формально-логической основе было высказано мнение об однотипности строения континентов и океанов.

В. И. Коростелев отстаивал мысль о самостоятельности миогеосинклиналей в ряду тектонических структур континентов и критиковал современные представления о стабильности геосинклинальных процессов. По основным положениям этого доклада с существенными замечаниями выступил А. А. Белов.

А. А. Константиновский на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы показал, что развитию здесь рифейских миогеосинклиналей, как и ортогеосинклиналей фанерозоя, предшествовало формирование рифтовых зон. Однако структурно-формационные особенности указанных миогеосинклинальных прогибов свидетельствуют о небольших масштабах растяжения коры.

Структурная эволюция и динамические условия деформаций геосинклинальных складчатых областей обсуждались в ряде докладов. Е. И. Паталаха высказал мнение о тесной связи формирования складок с разломами, В. С. Буртманом в истории развития геосинклинальных систем обосновано три последовательных этапа структурного развития: формирование покровов, складкообразование, образование крупных сдвигов. Пер-

вые два определяют масштаб скупивания геосинклинальной системы, а во время третьего этапа деформации охватывают как вновь возникшую складчатую систему, так и области древней коры, но без заметного изменения общей площади складчатой системы. Г. С. Гусев на примере Верхояно-Колымской системы мезозонд продемонстрировал, что в условиях горизонтального сжатия на разных вертикальных уровнях одновременно сосуществуют взбросовые, сдвиговые и сбросовые динамические обстановки. П. Н. Куликов показал, что движущим механизмом геосинклинального процесса является горизонтальное перемещение разогретых гранит-магматит-гнейсовых масс. О. А. Мельниковым намечается четыре главных динамических механизма: ротатгенез (горизонтальное движение за счет вращения Земли), дрефтогенез (горизонтальное движение за счет центробежной силы), рифтогенез, сепаратогенез (гравитационное расслоение).

С. И. Шерман обстоятельно рассмотрел механизмы деформации (растяжение, сжатие, изгиб, кручение, срез) и показал, что трансформные разломы в отличие от других типов разрывов образуются только за счет деформации среза. Проблемам разломной тектоники были посвящены и другие доклады. Эти вопросы обсуждались на специальном семинаре.

Разные аспекты тектоники платформенных областей рассматривались в докладах В. Е. Бакина с соавторами, Н. А. Крылова и В. Ф. Мазанова, В. С. Бочкарева и Н. И. Нестерова, В. М. Мишина, С. М. Замараева, Е. М. Максимова и М. Я. Рудкевича, Л. Л. Подсосовой и М. Я. Рудкевича, С. П. Микуцкого и др. На семинаре подробно обсуждались вопросы тектонической природы доюрских образований Западно-Сибирской плиты. Кроме того, были заслушаны доклады по геофизическим моделям строения земной коры Сибири и Северо-Востока СССР (Л. Е. Шустова и Г. И. Штех). П. В. Флоренским на примере Туранской плиты рассматривались новые методические приемы интерпретации геофизических материалов и результатов дешифрирования космических снимков.

Современным движениям земной коры был посвящен доклад и продемонстрирована «Карта современных вертикальных движений земной коры на территорию Якутской АССР масштаба 1:2 500 000 (авторы Г. В. Бочаров, Л. В. Есикова, Г. С. Гусев, Б. Б. Спектор).

Всего на заседаниях было заслушано 108 докладов, 26 из них рассмотрено методом демонстрационной графики. В работе сессии приняло участие 250 человек из 53 организаций Якутска, Новосибирска, Хабаровска, Москвы, Ленинграда, Иркутска, Владивостока, Южно-Сахалинска, Петропавловска-Камчатского, Улан-Удэ, Красноярска, Читы, Тюмени, Алма-Аты, Фрунзе, Краснодара, Куйбышева, Казани, Перми, Минска.

Особенности проведения и организации сессии — пленарные и секционные заседания в г. Якутске, совмещение полевых исследований с тематическими семинарами — позволили обстоятельно обсудить актуальные проблемы теоретической и региональной тектоники. Результаты работы XIII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока показали, что развитие тектонической науки в нашей стране продолжает базироваться как на мобилистской, так и на фиксистской основах. Возникли острые дискуссии, однако дружеская и деловая обстановка, царившая на совещании, возможность продемонстрировать защищаемые положения на естественных геологических разрезах способствовали успешному его проведению.

Следующую сессию Совета решено провести в г. Чите в 1982 г., посвятив ее проблемам тектоники активизированных областей на примере Монголо-Охотского пояса и Алдано-Становой области. В связи с высоким рудным потенциалом этих областей признано целесообразным желательное участие в ее работе Научного совета по проблемам рудообразования и металлогении Сибири.

*Гусев Г. С., Петров А. Ф., Фрадкин Г. С.*

**Е. В. ПАВЛОВСКИЙ**  
(к 80-летию со дня рождения)

22 апреля исполнилось 80 лет со дня рождения одного из наиболее известных геологов нашей страны Е. В. Павловского, профессора, доктора геолого-минералогических наук, заслуженного деятеля науки РСФСР. Е. В. Павловского отличает большая широта научных интересов. Он и региональный геолог, и петролог, и специалист по целому ряду полезных ископаемых, но основная область его деятельности — тектоника.

В 1920 г. Е. В. Павловский поступил на первый курс геолого-разведочного факультета только что организованной Московской горной академии. Подготовке кадров специалистов в области геологии, горного дела и металлургии придавалось в те годы столь большое значение, что принятые в состав студентов освобождались от несения военной службы и даже отзывались из рядов действующей Красной Армии, хотя в эти годы бушевала гражданская война, шли битвы с иностранными интервентами.

Е. В. Павловского, как и многих других студентов, увлекли вдохновенные лекции Алексея Петровича Павлова. В 1921 г. группа студентов, и в их числе Е. В. Павловский, была направлена на горно-рудничную практику в Черемховский угольный бассейн Восточной Сибири. По окончании двухмесячной работы в забоях шахт и штолен студенты побывали на Байкале, познакомились со слюдяными рудниками. Лето 1923 г. было отведено геологической съемке в Поволжье под руководством Е. В. Милановского. В 1924 г. Е. В. Павловский вместе с Б. Н. Рожковым и С. С. Быстровым был участником интересной экспедиции С. В. Обручева, совершившей пересечение Тунгусского угленосного бассейна по всему течению р. Подкаменной Тунгуски.

«Заболев» Сибирью после поездки на Байкал, Е. В. Павловский вместе с Б. Н. Рожковым в 1925 г. отправился на дипломную практику под руководством Н. Н. Урванцева на крайний север в район Норильска. Практиканты были премированы за открытие нового месторождения сульфидов на берегу оз. Лама.

С 1928 г. началась самостоятельная научная и производственная деятельность Е. В. Павловского в качестве начальника геолого-разведочной экспедиции «Союззолото», направленной по указанию В. А. Обручева в бассейн оз. Ничатка (Олекмо-Витимская горная страна). Впервые были освещены геология и золотоносность этого ранее неизвестного района Восточной Сибири.

В конце 1929 г. Евгений Владимирович был принят в число первых аспирантов Академии наук СССР. Аспирантуру проходил под руководством В. А. Обручева и закончил ее в 1932 г.

В 1930 г. Е. В. Павловский по поручению Геологического комитета возглавил Чарскую экспедицию, проведя маршрутные геологические наблюдения от ж/д станции Могоча в Забайкалье до г. Олекминска на р. Лене. Были пересечены высокогорные массивы Удокан и Кодар, где

теперь трудятся строители БАМа, составлены геологическая и (впервые в Сибири) геоморфологическая карты.

В 1931—1934 г. Е. В. Павловский был начальником Нижнеамурской экспедиции СОПС АН СССР (Совета по изучению производственных сил СССР). В эти годы им была освещена геология обширной части Амура-Амгуньского междуречья и проведены геологические наблюдения, связанные с изыскательскими работами по первому варианту трассы БАМа на междуречьях Олекма—Калар.

По инициативе В. А. Обручева с 1934 г. Е. В. Павловский начал тематические исследования в Прибайкалье.

В последующие годы Евгением Владимировичем была подготовлена серия научных работ, важнейшие из которых посвящены открытию систем древних долин на юге Восточной Сибири и в Приамурье, их возможной золотоносности, а также открытию гигантской системы впадин байкальского типа, протягивающейся от Монголии до юга Якутии.

В 1937 г. вместе с И. В. Луциким была произведена геологическая съемка наиболее представительного участка Восточного Забайкалья — Газимурозаводского района.

С 1936 г. жизненный путь и творческая деятельность Е. В. Павловского были связаны с Натальей Васильевной Фроловой. Совместные с нею полевые и камеральные работы первое время осуществлялись на юге Сибирской платформы. В мае 1941 г. Е. В. Павловский защитил докторскую диссертацию в Геологическом институте АН СССР на тему «Геологическая структура и геологическая история Байкальской горной области». В первые годы войны по заданию нефтяных организаций супруги производили геологическую съемку в Западном Прибайкалье (1941—1943 гг.). Продолжение совместной с Н. В. Фроловой работы осуществлялось далее в пределах Алданского щита, где изучалась геология раннего докембрия, проводились поисково-разведочные работы на слюду—флогопит с оценкой запасов этого вида минерального сырья и перспектив дальнейшего развития слюдяной промышленности. С 1945 г. Евгений Владимирович был профессором в Иркутском университете, а в 1952 г. переведен в Восточно-Сибирский филиал АН СССР, где занимал ряд должностей вплоть до председателя президиума филиала. В это время Е. В. Павловским был опубликован ряд работ, в которых была дана новая трактовка генезиса впадин байкальского типа, развита концепция аркогенеза, дан синтез, касающийся общих закономерностей развития земной коры. Совместно с Н. В. Фроловой им была показана возможность сохранения остатков флоры и фауны в метаморфических породах. Идея аркогенеза легла позже в основу известной теории тектоно-магматической активизации щитов и платформ, охватывающей крупные площади с богатым и разнообразным оруденением.

В 1956 г. Е. В. Павловский был переведен в Москву в Геологический институт АН СССР, где им было предпринято изучение тектоники внеальпийской Европы. Личные наблюдения во время многочисленных поездок в страны Западной Европы дали возможность создать гипотезу о былом существовании древней Франко-Испанской платформы.

Кроме того, и это главное, было продолжено исследование особенностей развития земной коры в докембрии. Упоминания заслуживает серия работ (частью в содружестве с М. С. Марковым, М. З. Глуховским), в результате которых выделены крупные платформенные структуры — зоны перикратонных опусканий, создано особое направление в геологии — учение о ранних стадиях развития Земли — лунной, нуклеарной, протоплатформенной и протогеосинклинальной. Это новое направление нашло широкое признание среди отечественных и зарубежных геологов и геофизиков. Помимо теоретического интереса новая концепция имеет большое прикладное значение, так как с каждой ста-



дией связан богатейший и своеобразный комплекс рудных и неметаллических полезных ископаемых.

Е. В. Павловским опубликовано свыше 190 научных статей и монографий, ряд из них напечатан за рубежом на английском, французском, немецком и китайском языках. Кроме того, ему принадлежат десятки рукописных трудов, выполненных по заданиям различных организаций, а также ряд научно-популярных статей, написанных с большим мастерством. Он является редактором многих изданий Академии наук СССР, Министерства геологии СССР и других ведомств.

Большой вклад внесли работы Е. В. Павловского в оборонную промышленность во время Великой Отечественной войны — освоение алданских месторождений такого важного стратегического минерального сырья, как флогопит. В послевоенные годы под его руководством проводилась оценка перспектив Восточной Сибири по марганцевым рудам, фосфоритам, алмазам и другим полезным ископаемым.

Е. В. Павловский избран членом геологических обществ Франции и Бельгии, членом руководящего Комитета Международной Ассоциации по изучению глубинных зон земной коры (АЗОПРО). Он имеет большое количество учеников, особенно среди сибирских геологов.

За заслуги перед советской наукой Е. В. Павловский награжден орденом «Знак Почета» и медалями. Ему присвоено звание заслуженного деятеля науки РСФСР.

В настоящее время Е. В. Павловский — один из ведущих специалистов по изучению ранних стадий развития нашей планеты, ученый с мировым именем, теоретические разработки которого широко используются разведчиками земных недр — геологами и геофизиками нашей страны и за рубежом.

Желаем юбиляру долголетней столь же плодотворной деятельности, продолжающей славные традиции его учителей и друзей — академиков В. А. Обручева, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского.

*Редколлегия*

## К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы, природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательном подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке, с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: h и n, g и q, l и j и др., а также делать четкое различие между O (большим), o (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому, литература должна быть пронумерована.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания, страницы, для книг — название работы, изд-во, место и год издания, количество страниц.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательно ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Корректурa статьи авторам не высылается. В подготовленном к набору (отредактированном и перепечатанном) оригинале статьи нужно тщательно проверить текст и рисунки. Все исправления и дополнения делать только простым карандашом.

16. Проверенный текст статьи и рисунков подписать карандашом «в печать»: в тексте — в конце статьи, на рисунках — на обороте.

17. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

***Редакционная коллегия:***

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,  
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),  
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ  
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕИС, А. Л. ЯНШИН**

***Адрес редакции***

**109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР  
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

**Зав. редакцией *Б. Д. Гриль***

**Технический редактор *Е. А. Проценко***

---

Сдано в набор 06.03.81	Подписано к печати 23.04.81	Т-09015	Формат бумаги 70×108 <sup>1/16</sup>
Высокая печать	Усл. печ. л. 11,2	Усл. кр.-отг. 21,6 тыс.	Уч.-изд. л. 12,2
		Тираж 1903 экз.	Бум. л. 4,0
			Зак. 5346

---

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

**В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»**

имеются в продаже:

**СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА К ТИХОМУ ОКЕАНУ. 1976. 368 с. 3 р. 99 к.**

В монографии систематизированы новейшие данные по строению и развитию земной коры и верхней мантии Азиатского континента. Рассмотрены закономерности локализации полезных ископаемых в разновозрастных и различных по строению тектонических элементах.

Книга рассчитана на широкий круг исследователей, интересующихся проблемами тектоники и геофизики.

**ТЕКТОНИКА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ. (Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Вып. 9). 1974. 284 с. 3 р. 41 к.**

Монография является первой работой, посвященной истории развития и формирования тектонических структур МНР, и осуществленной на основе обобщения всего литературного материала и работ экспедиции. Впервые рассматривается ряд важных теоретических вопросов тектоники, в том числе о выделении различных типов геосинклинальных структур и их формировании на коре океанического и континентального типа. Существенно также, что тектоническое строение Монголии рассмотрено в тесной связи с магматизмом.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ «КНИГА — ПОЧТОЙ» «АКАДЕМКНИГА»:**

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 319078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»