

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТЕОТЕКТОНИКА

3

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1989

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Белоусов В. В., Павленкова Н. И.</b> Типы земной коры Европы и Северной Атлантики . . . . .	3
<b>Годзиковская А. А., Рейснер Г. И.</b> Эндогенная позиция глубоких землетрясений Кавказа . . . . .	15
<b>Мирлин Е. Г., Пшенина И. А.</b> Опыт количественной оценки интенсивности вулканизма и структурообразования в зонах спрединга . . . . .	26
<b>Шеменда А. И.</b> Моделирование внутриплитовых деформаций в северо-восточной части Индийского океана . . . . .	37
<b>Клитин К. А.</b> Строение Скандинавского периокеанического прогиба и выступа фундамента Вёринг . . . . .	50
<b>Крылов Н. А., Распопова М. Г., Чернявский Г. В.</b> Региональные линеаменты Украины и их значение для выявления полезных ископаемых . . . . .	57
<b>Буданов Г. Ф., Горностай Б. А.</b> Тектоническая природа рифейских комплексов на северо-востоке европейской части СССР . . . . .	68
<b>Язева Р. Г., Пучков В. Н., Бочкарев В. В.</b> Реликты активной континентальной окраины в структуре Урала . . . . .	76
<b>Шишкин М. А.</b> Тектоника юга Лемвинской зоны (Полярный Урал) . . . . .	86
<b>Самойлов В. С., Аракелянц М. М.</b> Позднемезозойский магматизм Гобийского Алтая и его структурное положение . . . . .	96
<b>Унксова М. В.</b> О тектонической терминологии . . . . .	105
<b>Славный юбилей</b> . . . . .	112

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR  
G E O T E C T O N I C S

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1989

CONTENTS

<b>Belousov V. V., Pavlenkova N. I.</b> Earth's crust types in Europe and North Atlantic	3
<b>Godzikovskaya A. A., Reysner G. I.</b> The endogenic position of deep earthquakes in the Caucasus . . . . .	15
<b>Mirlin Ye. G., Pshenina I. A.</b> Experience in quantitative assessment of volcanism and structural formation intensity in spreading zones . . . . .	26
<b>Shemenda A. I.</b> Modelling of intraplate deformations in the north-east part of the Indian Ocean . . . . .	37
<b>Klitin K. A.</b> The structure of the Scandinavian perioceanic trough and of the salient of the Vöring basement . . . . .	50
<b>Krylov N. A., Raspopova M. G., Chernivsky G. V.</b> Regional lineaments in Ukraine and their significance for discovering mineral resources . . . . .	57
<b>Budanov G. F., Gornostay B. A.</b> Tectonic nature of Riphean complexes of the north-east of the USSR European part . . . . .	68
<b>Yazeva R. G., Puchkov V. N., Bochkarev V. V.</b> Relicts of the active continental margin in the structure of the Urals . . . . .	76
<b>Shishkin M. A.</b> Tectonics of the Lemvin zone southern part (Polar Urals) . . . . .	86
<b>Samoylov V. S., Arakelyants M. M.</b> Late Mesozoic magmatism of the Gobian Altai and its structural position . . . . .	96
<b>Unksova M. V.</b> On tectonic terminology . . . . .	105
Famous jubilee . . . . .	112

Технический редактор *Л. В. Кожина*

Сдано в набор 07.03.89 Подписано к печати 17.04.89 Т-10301 Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>.  
Высокая печать Усл. печ. л. 9,8 Усл. кр.-отт. 15,9 тыс. Уч.-изд. л. 11,2 Бум. л. 3,5  
Тираж 1594 экз. Зак. 2704 Цена 1 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,  
103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УДК 551.14(4+261)

БЕЛОУСОВ В. В., ПАВЛЕНКОВА Н. И.

## ТИПЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЕВРОПЫ И СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

На основании структурных карт по поверхности фундамента и границы  $M$ , а также карты средних сейсмических скоростей составлена схема типов земной коры Европы и Северной Атлантики. Установлена корреляция этих типов с эндогенными режимами. Стабильные плиты древних платформ характеризуются нормальной континентальной корой. Активизированные молодые плиты с высоким тепловым потоком и глубокие впадины отличаются сокращенной по толщине корой, орогены — утолщенной. Выделены типы коры, переходные между континентальной и океанической. Они характерны для микроконтинентов и глубоких осадочных бассейнов.

В настоящей работе делается попытка систематизировать накопленные в последние десятилетия данные о строении земной коры Европы и Северной Атлантики, выделить на основе этой систематизации основные типы коры и связать их с типами эндогенных режимов, т. е. с историей геологического развития соответствующих регионов.

Систематизация данных оказалась возможной благодаря работе по обобщенным картам литосферы международной рабочей группы, подготовившей к печати карты земной коры Европы и Северной Атлантики [6]. Это карты мощности земной коры ( $H_M$  — глубины до границы  $M$ ), мощности осадочного чехла (глубин до так называемого сейсмического фундамента) и средних сейсмических скоростей в консолидированной коре (без осадочного чехла  $\bar{V}$ ) (рис. 1—3). Построения были выполнены по специально разработанной системе обобщения данных глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), направленной на унификацию разнородных сейсмических материалов и получение наиболее объективной информации об относительной изменчивости по площади перечисленных параметров [5]. За границу  $M$  принята поверхность, создающая интенсивные отраженные, преломленные и обменные волны и характеризующаяся сейсмическими скоростями 7,8—8,2 км/с. Под «сейсмическим фундаментом» понимается кровля структурного этажа земной коры со средними скоростями в ней 5,8—6,2 км/с. Карты будут изданы в масштабе 1 : 5 000 000 в Потсдаме в 1989 г. вместе с геотермическим атласом Европы.

По картам с учетом всей геофизической информации о структуре земной коры [4—31] проведено районирование территории Европы и Северной Атлантики по типам коры (рис. 4). В основу положена система классификации, разработанная авторами [2]. По этой системе земная кора разделяется на типы по характеру сейсмической модели. Главными параметрами являются: глубина до границы  $M$  ( $H_M$ ), мощность осадочного чехла  $H_\phi$ , средняя скорость в консолидированной коре  $\bar{V}$  и мощность трех структурных этажей с пластовыми скоростями  $V_{пл}$ : 5,8—6,4 км/с (верхний этаж), 6,5—6,7 (промежуточный) и 6,8—7,4 (нижний этаж). По этим параметрам выделилось шесть типов земной коры, объединенных в три крупные группы: континентальная, океаническая и переходная между ними. Признаками континентальной коры являются большая толщина ( $>25$ —30 км) и значительная мощность верхнего («гранито-гнейсового») структурного этажа со скоростями 5,8—6,4 км/с. Океаническая кора — тонкая ( $<15$  км), и в ней отсутствует «гранито-гнейсовый» слой. Переходные типы коры имеют толщину, близкую к толщине континентальной коры, но преобладающие величины скоростей в них характерны для океанической коры ( $\bar{V} \sim 6,5$  км/с).

Каждый из шести типов коры (см. рис. 4, I—VI) в свою очередь разделен на три — шесть подтипов.

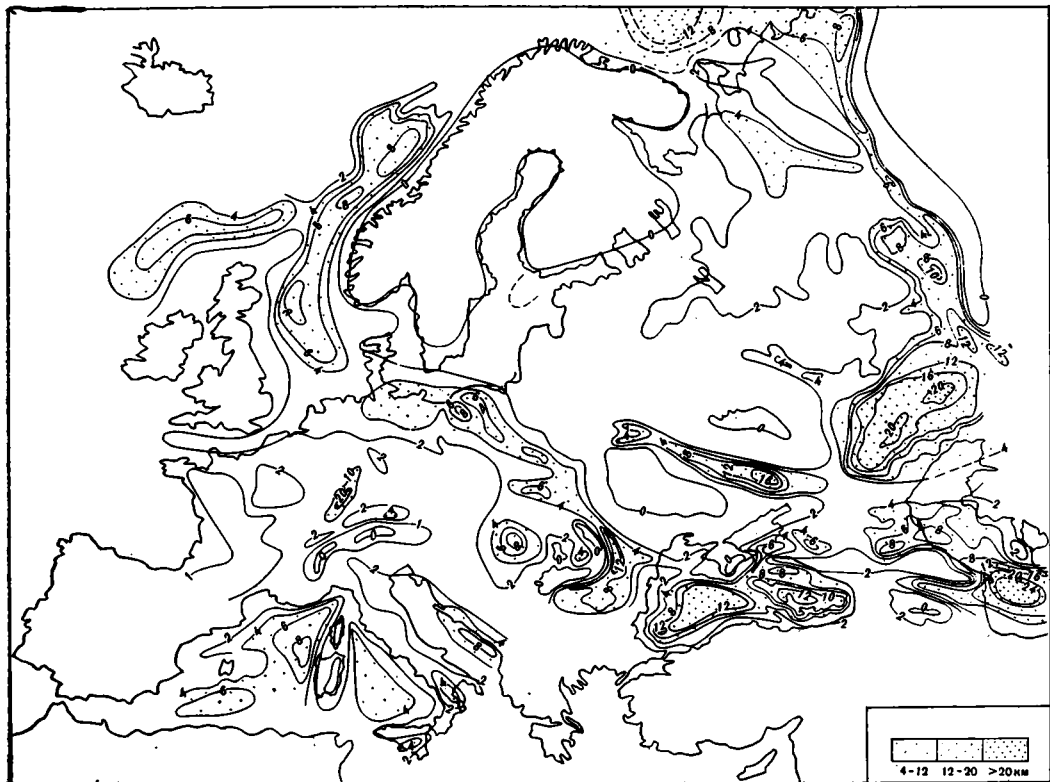


Рис. 1. Карта глубин (в км) до «сейсмического фундамента» (границы со скоростями 5,8—6,2 км/с). Составлена международной рабочей группой по обобщенным картам литосферы: Д. Блюндель (Англия), К. Лунд (Швеция), Х. Корхонен, У. Луосто (Финляндия), С. Григорсен (Дания), Н. Якоб (Ирландия), Е. Банда (Испания), Р. Николеч (Италия), П. Гизе, Н. Вейглер, М. М. Мостгаанпор (ФРГ), А. Гутерх, М. Град, Е. Перчук (Польша), М. Майорова, З. Накладалова, Х. Херман, И. Ибермайер (ЧССР), К. Пожгай, И. Альбу (Венгрия), И. Корнеа, В. Лазареску, Ф. Радилеску (Румыния), А. Шулье, Е. Хуртиг (ГДР), Е. П. Баранова, В. В. Бронгулеев, А. С. Егоркин, Г. В. Краснопецева, И. В. Литвиненко, Н. И. Павленкова, М. И. Разинкова, М. М. Раджабов, Д. А. Туголесов, Ю. Г. Юров (СССР). Использованы материалы [1—23]. Редакторы: В. В. Бронгулеев, П. Гизе, Н. И. Павленкова, Д. А. Туголесов

Геофизические материалы последних лет показали перспективность этой классификации. Работы ГСЗ, в том числе новая его модификация — метод отраженных волн, подтвердили правильность деления земной коры на структурные этажи, распространенность выделенных типов коры и устойчивость их связей с геологическими структурами. Это, конечно, не исключает дальнейшего развития и углубления классификации, уточнения параметров и выделения новых разновидностей коры.

Дальнейшей задачей является также переход от формального разделения коры по сейсмическим моделям к некоторым геологическим категориям. Но для этого необходимо сначала установить причинные связи между структурой земной коры и процессами, ее создающими.

Многообразие геологических ситуаций, наблюдаемых в пределах изученной территории, позволяет надеяться, что выявленные закономерности отражают общие для континентальных и океанических структур связи.

Рассмотрим отдельные геологические регионы.

#### ДРЕВНЯЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Большей части Восточно-Европейской платформы (за исключением некоторых ее глубоких впадин) соответствует наиболее распространенный на континентах второй тип коры: глубина  $H_m \sim 40—45$  км, мощность

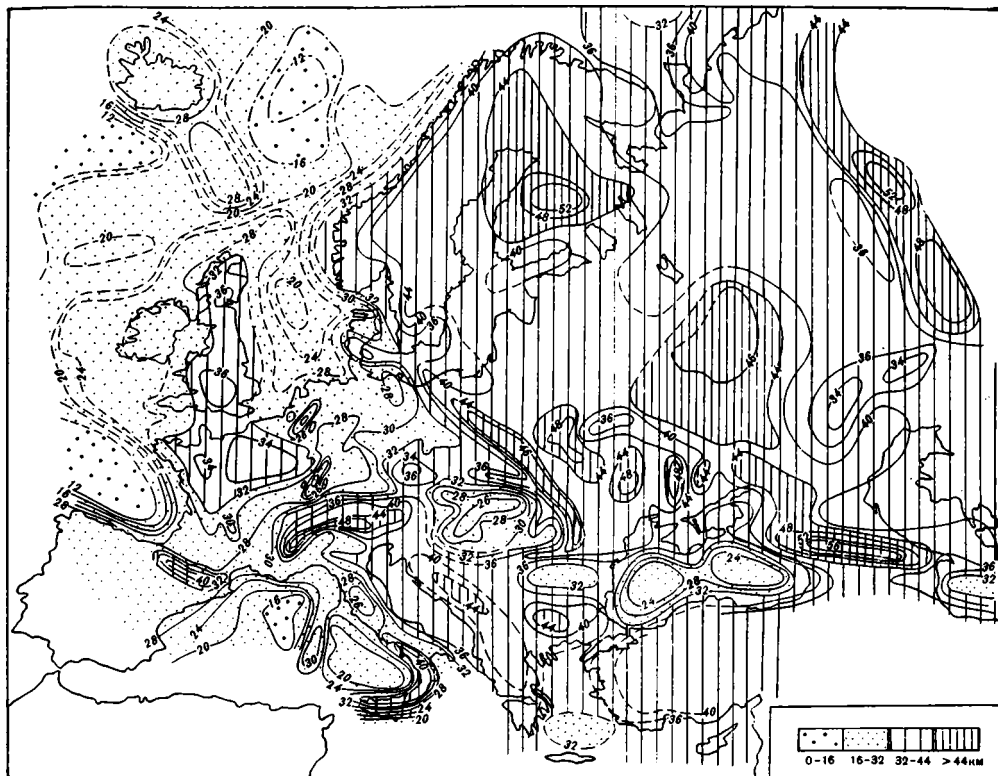


Рис. 2. Карта глубин (в км) до границы М (карта мощности земной коры). Составители перечислены под рис. 1. Редакторы: П. Гизе, Н. И. Павленкова

осадков  $H_\phi$  не более 2—4 км, средние сейсмические скорости  $\bar{V} \sim 6,5—6,8$  км/с. В коре этого типа наиболее четко выделяются отмеченные выше три структурных этажа с пластовыми скоростями  $V_{пл} = 6,0—6,4$ ;  $6,5—6,7$  и  $6,8—7,4$  км/с. Мощности этих этажей в среднем составляют 10—15 км, но они изменчивы по площади. По степени этой изменчивости и по глубине до границы М в пределах платформы выделено три подтипа коры: от наиболее толстой и высокоскоростной до относительно тонкой и низкоскоростной (см. рис. 4, подтипы II, а—в).

Самая толстая кора наблюдается в южной части Русской плиты, на Балтийском и Украинском щитах ( $H_M > 44$  км,  $\bar{V} > 6,5$  км/с). На Русской плите это — относительно однородный блок, характеризующийся спокойным рельефом границы М, четкой выраженностью и пологим залеганием нижнего структурного этажа, в кровле которого прослежен устойчивый горизонт  $K_2$  [12]. Этот блок можно рассматривать как стабильное ядро платформы.

На щитах участки утолщенной коры крайне неоднородны. Выделяются локальные блоки с глубиной  $H_M$  до 55 км. Внутренняя структура верхних 30 км этих блоков мало изменяется: кора наращивается снизу за счет увеличения мощности нижнего высокоскоростного слоя. Это приводит к увеличению  $\bar{V}$  до  $6,7—6,8$  км/с. На Украинском щите такие блоки приурочены обычно к древним геосинклиналям, заполненным высокомагнитными образованиями, и поэтому они коррелируются с региональными магнитными аномалиями [11]. Крупный блок утолщенной коры выделен и в центре Балтийского щита. Перепады глубин до границы М и соответственно мощности нижнего высокоскоростного слоя составляют на краях этого блока 10—15 км [21].

Область нормальных для данного типа коры параметров ( $H_M \sim 40$  км,  $\bar{V} \sim 6,5$  км/с) охватывает всю западную часть Восточно-Европейской платформы, протягиваясь широкой полосой от Балтийского щита до

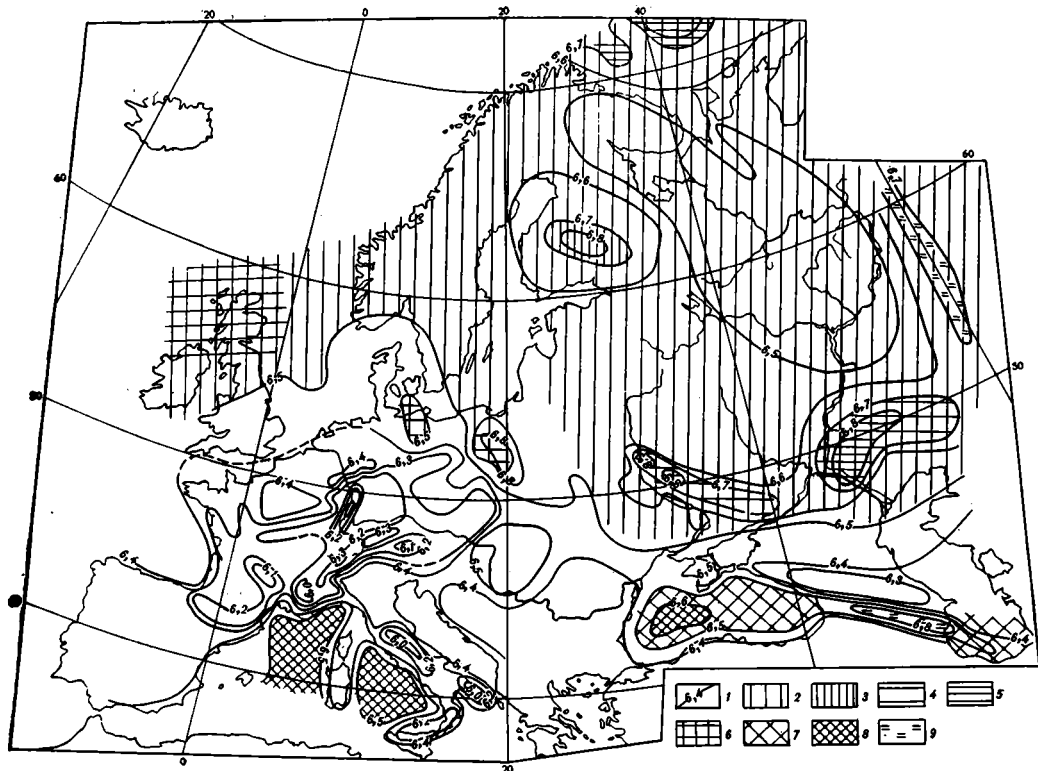


Рис. 3. Карта средних сейсмических скоростей в консолидированной части земной коры. Составители перечислены под рис. 1. Редакторы П. Гизе, Н. И. Павленкова  
 1 — изолинии средних скоростей (км/с), 2—9 — области высоких значений скоростей ( $>6,5$  км/с), обусловленных: 2 — наличием нижнего слоя коры со скоростью  $\sim 7$  км/с толщиной 10—15 км, 3 — толщиной 15—20 км, 4 — уменьшением мощности верхнего слоя коры со скоростью 6 км/с до 5—7 км, 5 — до нуля, 6 — одновременным увеличением толщины нижнего слоя и сокращением верхнего, 7 — увеличением мощности среднего слоя со скоростью  $\sim 6,5$  км/с до двух третей всей коры, 8 — до полной толщины коры, 9 — наличием в средней части коры высокоскоростных включений (со скоростью 6,7—6,9 км/с)

Украинского и Прикаспийской впадины. Восточная часть платформы (Волго-Уральская область) устроена несколько по-другому. Здесь отмечается сокращение мощности земной коры (до 35—40 км) и средней скорости в ней ( $\bar{V} < 6,5$  км/с). Последнее происходит за счет уменьшения скоростей в каждом структурном этаже и некоторого увеличения мощности верхнего этажа. Для этой области характерна большая изменчивость структуры коры, особенно рельефа фундамента, менее четкое прослеживание промежуточных границ  $K_1$  и  $K_2$ . Степень этой изменчивости нарастает при движении в сторону Урала.

Следует подчеркнуть, что отмеченные изменения в структуре коры этого типа являются регулярными и надежно установленными, но они не столь значительны, как в других регионах Европы. Щиты и платформенные плиты Восточно-Европейской платформы выделяются на всех структурных картах земной коры относительной стабильностью и устойчивостью основных параметров. Именно поэтому тип II с полным правом можно назвать платформенным типом земной коры.

### МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ

На территории Европы имеется несколько молодых эпигерцинских платформ. Несмотря на их одинаковый возраст их кора устроена по-разному. Строение Скифской плиты ближе всего к описанной выше Волго-Уральской области (см. рис. 4, тип II в): мощность коры несколько



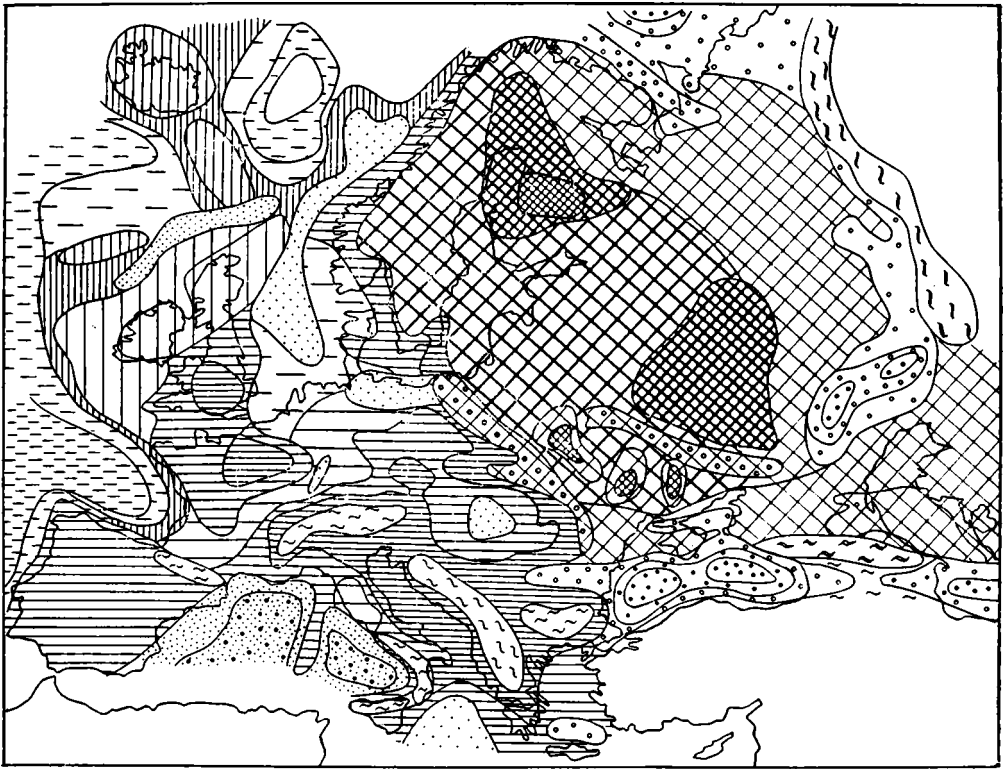


Рис. 4(а)

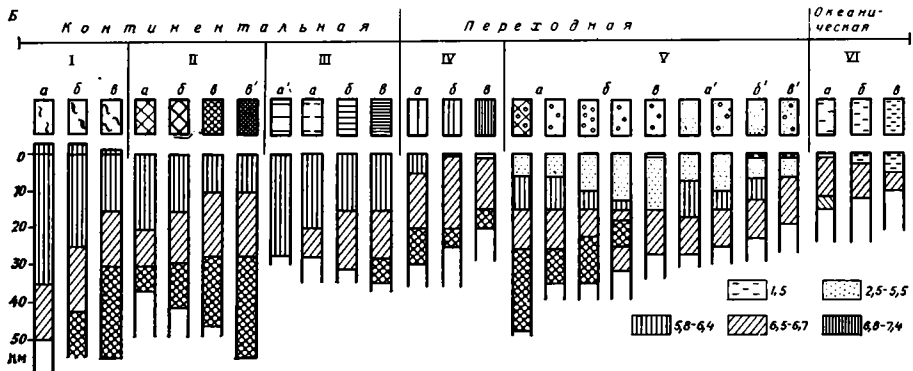


Рис. 4(б)

Рис. 4. Схема типов земной коры Европы и Северной Атлантики (А) и соответствующие им сейсмические модели земной коры (Б). Составлена В. В. Белоусовым, Н. И. Павленковой

Кора континентального типа. I — утолщенная кора орогенов: *a* — низкоскоростная, *b* — нормальная, *v* — высокоскоростная; II — толстая кора стабильных платформ: *a* — низкоскоростная, *b* — нормальная, *v* — высокоскоростная; *v'* — с аномально высокими скоростями. III — тонкая кора активизированных платформенных плит: *a'* — с аномально низкими скоростями в коре, *a* — низкоскоростная, *b* — нормальная, *v* — высокоскоростная. Переходная кора. IV — от континентального типа к океаническому (высокоскоростная): *a* — утолщенная, *b* — средняя, *v* — относительно тонкая; V — кора осадочных бассейнов: *a* — толстая консолидированная кора, близкая к коре типа II*v*, *b* — сокращенная за счет верхнего слоя консолидированной коры, *v* — кора без «гранитогнейсового» слоя, *a'* — консолидированная кора, близкая к типу III*v*, с разной мощностью осадков, *b'* — сокращенная по мощности кора, но с «гранитогнейсовым» слоем, *v'* — сокращенная кора без «гранитогнейсового» слоя. Кора океанического типа. VI — *a* — утолщенная, *b* — нормальная, *v* — тонкая. Штриховкой обозначены соответствующие скорости прохождения сейсмических волн, км/с



меньше, чем в центре Восточно-Европейской платформы, но все структурные этажи присутствуют, и переход от древней платформы к молодой происходит постепенно.

Эпигерцинская платформа Западной Европы характеризуется принципиально другим глубинным строением: толщина коры здесь всего 25—30 км, средние скорости 6,2—6,4 км/с (см. рис. 4, тип III). Низкие значения  $\bar{V}$  связаны с отсутствием нижнего высокоскоростного слоя ( $V_{пл} \sim 7$  км/с), т. е. кора этого типа двухслойная: с мощным «Гранитогнейсовым» слоем ( $V_{пл} \sim 6$  км/с) и «нижней корой», сейсмические скорости в которой не более 6,5—6,6 км/с. Тонкие пропластки с повышенными скоростями (6,8—6,9 км/с) встречаются иногда в средней части этой коры, но более типичны здесь зоны инверсии скоростей [25].

Отличаются герциниды Западной Европы от Восточно-Европейской и Скифской платформ и более мелкой структурной расчлененностью. Контрастные взаимоотношения между поднимающимися и опускающимися блоками позволяют квалифицировать молодую Западно-Европейскую платформу как платформу активизированную. Отдельные блоки различаются толщиной коры, величинами  $\bar{V}$ . По этим признакам, так же как и блоки Восточно-Европейской платформы, они были разделены на подтипы: от наиболее толстой и высокоскоростной до самой тонкой и низкоскоростной (см. рис. 4, подтипы III, а—в).

Утолщенной корой с высокими  $\bar{V}$  ( $H_M = 28—36$  км,  $\bar{V} = 6,3—6,5$  км/с) характеризуются блоки Чешского, Рейнского, Центрально-Французского кристаллических массивов, юга Британских островов. Это наиболее стабильные участки Западно-Европейской платформы. Но оказалось, что к такому же типу коры относятся и такие крупные регионы, как Адриатическое море вместе с Апеннинскими и Пиренейский полуостров. Это не совсем обычно, так как в сторону морей мощность земной коры обычно уменьшается, а в сторону гор — увеличивается. В указанных же регионах земная кора устроена одинаково: это крупные стабильные по структуре блоки, вполне отвечающие понятию устойчивых платформенных плит (назовем их Адриатическим и Мезетским блоками), имея в виду, что в первый входят Апеннины, а во второй — весь Пиренейский полуостров, кроме одноименных гор).

Тонкая и низкоскоростная кора (см. рис. 4, подтип IIIв,  $H_M = 26—28$  км,  $\bar{V} = 6,1—6,2$  км/с) наблюдается в центральной части Западной Европы, в узкой полосе от Пиренеев до Северо-Германской изменности и в центре Апеннинского полуострова (Тосканский блок). Эти регионы трудно связать с какими-либо определенными тектоническими элементами. Наиболее четко эти регионы оконтурены на карте средних сейсмических скоростей (см. рис. 3) аномально низкими значениями  $\bar{V}$  (6,1—6,2 км/с).

### ОРОГЕННЫЕ ОБЛАСТИ

Следующим типом коры, хорошо представленным на континенте, является орогенный (см. рис. 4, тип I). Это утолщенная кора с широким диапазоном средних сейсмических скоростей (от 6,1 до 6,8 км/с). В работе [2] этот тип был охарактеризован абсолютными величинами  $H_M$  в 50—70 км. Но этого оказалось недостаточным. Главным отличительным признаком коры орогенов является не абсолютное, а относительное увеличение глубины до границы М (наличие «корней гор»), величина же  $H_M$  может варьировать в широких пределах в зависимости от того, на толстой или тонкой коре заложилась соответствующая горы. Горы Западной Европы, как правило, имеют четко выраженные «корни», т. е. их кора утолщена относительно соседних платформенных плит, но абсолютные величины  $H_M$  у этих гор иногда меньше, чем у отдельных блоков Восточно-Европейской платформы.

Для того чтобы избежать подобной неоднозначности в определении типа коры, целесообразно ввести в рассмотрение дополнительный структурный параметр — высоту рельефа  $h$  (для орогенного типа  $h > 2$  км, для платформенного  $(-1) < h < 2$  км), а при делении орогенов на подтипы

помимо  $\bar{V}$  учитывать степень относительного утолщения земной коры, т. е. амплитуду «корней» гор. Тогда по всем этим признакам в Европе можно выделить четыре группы орогенов.

Первая группа характеризуется высокими отметками рельефа, значительными «корнями» гор и пониженными сейсмическими скоростями. Это горы Альпийской системы, расположенные в Западной Европе: Пиренеи, Альпы, горы Балканского полуострова, юга Италии и Сицилии (амплитуда «корней» 10—20 м,  $\bar{V}=6,1-6,2$  км/с). Самые низкие  $\bar{V}$  и самые большие «корни» наблюдаются под Альпами, величина  $H_M$  достигает здесь 55 км при общем фоне в 30 км,  $\bar{V}$  снижаются до 6,2 км/с.

Близко к этой группе находится и Кавказ. По всем относительным характеристикам — утолщение коры, уменьшение в ней средних скоростей, увеличение  $h$  — Кавказ аналогичен другим орогенам Альпийского пояса, но по абсолютным значениям  $\bar{V}$  и внутренней структуре земной коры он отличается. Это связано с тем, что Кавказ заложен на коре другого типа, характерной для Восточно-Европейской и Скифской платформ: более толстой и высокоскоростной с мощным нижним этажом. Горные же системы Западной Европы образовались на тонкой и низкоскоростной коре без нижнего структурного этажа.

К следующей группе орогенов относятся Уральские горы. Они тоже имеют достаточно четко выраженные «корни»:  $H_M$  увеличивается до 55 км на среднем фоне в 40 км, но в отличие от Альпийской системы средние сейсмические скорости в коре Урала не уменьшаются относительно соседних платформ, а увеличиваются (до 6,8—6,9 км/с). Если принять во внимание только абсолютные величины  $H_M$  и  $\bar{V}$ , то кора Урала тождественна коре утолщенных блоков Украинского и Балтийского щитов (например, Криворожской геосинклинали). Отличается она помимо параметра  $h$  особенностью внутреннего строения земной коры: высокие  $\bar{V}$  в коре Урала обусловлены наличием в средней и верхней ее частях высокоскоростных внедрений с  $V_{пл} \sim 6,8$  км/с. В аналогичных по толщине блока Балтийского и Украинского щитов увеличение  $\bar{V}$  происходит за счет утолщения нижнего высокоскоростного этажа и увеличения пластовых скоростей в нем до 7,2—7,4 км/с. Близость строения Урала к строению щитов привлекает внимание.

К четвертой группе орогенов относятся «безкорневые» горы. Это Карпаты, Апеннины, Скандинавские горы. Несмотря на значительные превышения в рельефе, прогиба границы  $M$  здесь не наблюдается. По внутренней структуре земной коры эти горы существенно разные: Карпаты и Апеннины образовались на тонкой коре, характерной для герцинид Западной Европы, Скандинавские горы — на толстой коре, типичной для Восточно-Европейской платформы. Но положение этих гор на границах крупных разнообразных блоков земной коры, где происходит резкое изменение глубин до границы  $M$ , является для них общим.

### ГЛУБОКИЕ ВПАДИНЫ

Земная кора самых разнообразных впадин, известных на территории Европы и Северной Атлантики, начиная с древних платформенных депрессий и грабенов и кончая впадинами внутренних морей, выделена нами в особый тип. Это  $V$  тип коры (см. рис. 4), промежуточный между континентальными и океаническим, соответствующий тафрогенному эндогенному режиму [3].

Основанием для этого послужили следующие особенности этих структур: граница  $M$ , как правило, поднимается под впадиной, образуя «антикорень», а средние сейсмические скорости в консолидированной коре увеличиваются. Сокращение мощности континентальной коры и увеличение  $\bar{V}$  происходит иногда настолько существенно, что кора по упругим свойствам становится близкой к океанической. Это и дало основание рассматривать кору осадочных бассейнов как переходной тип.

Степень изменчивости структуры впадин (глубины  $H_\Phi$ , амплитуды «антикорней» и абсолютных величин  $\bar{V}$  и  $H_M$ ) зависит от их возраста,

истории развития и структурного положения. Обычно, чем больше прогиб, тем больше амплитуда «антикорней» и тем больше увеличиваются скорости  $\bar{V}$ . Но абсолютные значения этих величин определяются возрастом впадины и ее принадлежностью к тому или иному типу региональной структуры. По всей совокупности этих признаков на изученной территории можно выделить три основные группы впадин.

Первая (см. рис. 4, подтип  $V_6$ ) объединяет древние платформенные впадины, заложившиеся в теле Восточно-Европейской платформы: Прикаспийскую, Днепровско-Донецкую, Южно-Баренцевскую и др. Для них характерны большая мощность осадков ( $H_{\phi} = 10-20$  км), высокие  $\bar{V}$  (до 6,8 км/с) и довольно толстая кора (35—40 км). Относительное уменьшение толщины коры происходит под ними неравномерно. Наибольшая амплитуда «антикорней» установлена под Южно-Баренцевской впадиной и отходящим от нее в сторону континента глубоким прогибом (западнее Тиманского кряжа). В Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадинах «антикорни» незначительны, но четко выражен подъем по кровле нижнего структурного этажа (границе  $K_2$ ).

Увеличение  $\bar{V}$  во впадинах этого типа происходит главным образом за счет сокращения мощности верхнего («гранитогнейсового») структурного этажа с сейсмическими скоростями 6,0—6,4 км/с. Под некоторыми наиболее глубокими прогибами, например, в центре Южно-Баренцевской и Прикаспийской впадин, этот этаж полностью отсутствует.

Вторая группа впадин относится к тому же подтипу —  $V_6$ , характеризуется теми же структурными особенностями, но она сформировалась на более тонкой коре западноевропейских плит, не имеющей нижнего высокоскоростного слоя, и поэтому отличается меньшими значениями  $H_M$  и  $\bar{V}$ . Кроме этого, впадины имеют более молодой возраст и меньшую мощность накопившихся в них осадков. Это — Северо-Германская, Североморская, Венгерская впадины, Рейнский грабен (где  $H_M = 25-30$  км,  $\bar{V} = 6,4-6,5$  км/с). Под ними также наблюдаются «антикорни» по границе  $M$  и увеличения  $\bar{V}$  за счет сокращения мощности верхнего «гранитогнейсового» слоя.

Следующая группа — впадины внутренних морей Средиземноморско-Каспийского пояса (см. рис. 4, подтип  $V_8$ ). Они отличаются от платформенных впадин и северных окраинных морей континента гораздо более интенсивной деструкцией земной коры, консолидированная часть которой сокращается иногда до 10 км. «Гранитогнейсовый» слой полностью отсутствует, а  $\bar{V}$  равен 6,5—6,8 км/с. Здесь явное сходство с океанической корой; отличие от последней заключается лишь в большой мощности осадков — иногда до 20—25 км — и как результат — в большой суммарной мощности земной коры, типичной для континентов (25—30 км). Именно такой корой характеризуются Южный Каспий и Черноморская впадина.

В западной части Средиземноморья величины  $H_M$  и  $H_{\phi}$  существенно меньше (16—20 и 4—8 км соответственно). Такая кора ближе к собственно океанической, т. е. снова, как и в случае платформ и орогенов, абсолютные значения параметров сейсмической модели зависят от положения впадин в восточной или западной частях континента: на западе все структурные этажи тоньше, чем на востоке.

Еще одна группа впадин, известных в данном регионе, отличается от всех предыдущих отсутствием «антикорней» по границе  $M$ . Это чаще всего предгорные прогибы или межгорные впадины: Предуральский, Предкавказский, Предальпийский, Предкарпатский, Куринская впадина. Существует даже глубокий прогиб, который сопровождается не подъемом, а прогибом по границе  $M$ . Это часть Польско-Германской впадины, вытянутая вдоль линии Тейссейра — Торнквиста по западной границе Восточно-Европейской платформы. Мощность осадков составляет здесь 5—6 км, а глубина до границы  $M$  — 50—60 км.

Такое же строение имеет и впадина, вытянутая вдоль северо-западной границы Европы. Мощность осадков достигает здесь 6—10 км, но только в районе Фареро-Шотландского желоба ей соответствует крупное

по амплитуде поднятия границы  $M$ . На других участках (например, западнее поднятия Вёринг) «антикорни» не видны.

Все «бескорневые» прогибы располагаются, как правило, на краях крупных тектонических элементов, и поэтому их строение подчинено региональному плану. Так же как и «корни» орогенов теряются на фоне резких изменений толщины коры между крупными блоками, так и «антикорни» предгорных или шовных впадин трудно определить на участках таких изменений.

### ОКЕАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Существенно другие типы коры установлены в пределах Северной Атлантики. Она характеризуется или более тонкой или более высокоскоростной корой, чем на континентах.

В целом этот регион нельзя назвать типичным для океанов, где четко оконтурена область срединно-океанического хребта и ограничивающих его океанических впадин и где простираение основных структур подчиняется простираению хребта. Строение Северной Атлантики скорее мозаичное; в ее пределах выделен ряд поднятий и впадин, простираение и форма которых самые различные.

Наибольшая мощность коры (до 30 км) отмечена на Фареро-Исландском пороге. Это крупная структура, пересекающая с юго-востока на северо-запад всю Северную Атлантику. Исландия является, по всей видимости, частью порога, так как имеет такую же по сейсмическим параметрам земную кору (глубина до границы  $M$  в 30 км установлена здесь по сейсмическому горизонту со скоростями 7,5—7,6 км/с [9]).

По толщине земной коры Фареро-Исландский порог сходен с континентальными структурами, но по внутреннему строению существенно отличается. На континенте верхний структурный этаж со скоростями 5,8—6,4 км/с имеет мощность 10—15 км, на пороге он практически отсутствует, и кора состоит из второго и третьего этажей со скоростями от 6,5 до 7,0 км/с. Такая кора отнесена к переходному типу IV (см. рис. 4) и свойственна крупным океаническим поднятиям — микроконтинентам.

Мощность коры других поднятий Северной Атлантики несколько меньшая — 15—20 км, но  $V$  такие же — 6,5—6,8 км/с. Это поднятие Раккол, плато Вёринг, Исландское плато. Их строение существенно зависит от положения относительно континента: чем дальше расположено поднятие от берегового склона, тем тоньше его земная кора. Об изменении внутренней структуры коры сказать что-либо трудно, так как изучена она еще очень слабо.

Многочисленные поднятия Северной Атлантики разделены между собой глубокоководными впадинами самой разной формы, мощность земной коры которых не превышает 5—10 км. Это типично океаническая кора (см. рис. 4, тип VI). Такой же тонкой корой характеризуется и Срединно-Атлантический хребет южнее Исландии.

Таким образом, структурный план региона определяется мозаикой крупных по площади поднятий. При этом установлена четкая корреляция между высотой этих поднятий (вернее, глубиной дна) и толщиной земной коры: чем глубже океан, тем тоньше кора, т. е. как и на континенте, все океанические поднятия имеют «корни» по границе  $M$ . На океане они даже более выразительны: при высоте подводных гор в 2—3 км мощность земной коры увеличивается в 2—3 раза, на континенте таким же изменениям высоты рельефа  $h$  соответствуют увеличения  $H_m$  лишь на 20—30%. В этом проявляется закон изостатической компенсации: на континентах горные сооружения уравновешены не только прогибами по границе  $M$ , но и увеличением толщины верхнего низкоскоростного слоя коры, в океанах внутренняя структура коры мало изменяется и весь избыток масс подводных поднятий уравновешивается формой границы  $M$ .

Принципиально другие условия изостатической компенсации наблюдаются в срединно-океанических хребтах. Мощность земной коры в сторону оси хребта обычно уменьшается, и компенсация рельефа дна осу-

ществляется за счет уменьшения скоростей в верхних слоях мантии. Но срединно-океанический хребет в Северной Атлантике и в этом плане оказался нетипичным. Земная кора в его пределах севернее Исландии имеет увеличенную толщину (Исландское плато), а южнее — нормальную океаническую кору с нормальными или даже повышенными сейсмическими скоростями в верхах мантии.

Переход от океанической коры к промежуточному или континентальному типу происходит от Северной Атлантики к Европе неравномерно. По северо-западной окраине континента его можно назвать постепенным, у берегов Франции и Испании — резким. Наиболее плавным является переход от коры III типа Британских островов к промежуточной коре IV типа Фареро-Исландского порога. Мощность  $H_M$  уменьшается незначительно — от 34 до 28 км, но существенно сокращается толщина верхнего «гранитогайсового» слоя, что и определяет тип коры. Сокращение этого слоя начинается в северной части Британских островов: на Шетландских островах он еще существует, но толщина его уже не более 5 км. На Фарерских островах и Фареро-Исландском пороге он отсутствует.

Севернее и южнее Фареро-Исландского порога переход от континентальной коры к океанической происходит через серию структур промежуточного типа: у берегов Норвегии через Норвежскую впадину с тонкой корой и плато Вёринг, северо-западнее Ирландии — через серию поднятий плато Раккол. Южнее континентальная кора граничит непосредственно с океанической.

### ОСНОВНЫЕ МЕГАБЛОКИ, ИХ СВЯЗЬ С ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПОЛЯМИ

Как видно из приведенных данных, отдельные типы земной коры соответствуют, как правило, конкретным тектоническим структурам: платформенным плитам, орогенам, глубоким впадинам, микроконтинентам и т. д. Однако помимо этого тектонического разделения в глубинном строении земной коры можно отметить и более крупную блокировку, охватывающую геоструктуры разной истории развития и возраста.

На Европейском континенте наиболее отчетливо выделяются два мегаблока — Восточная и Западная Европа. В восточной части для всех типов геоструктур отмечается более толстая и более высокоскоростная кора, чем в западной. Как уже отмечалось, платформенные плиты в Восточной Европе имеют толщину коры 40—50 км, в Западной — 25—35 км;  $\bar{V}$  на востоке составляет 6,5—6,8 км/с, на западе 6,1—6,4 км/с. И это не связано с разным их возрастом: Скифская плита имеет тот же тектонический возраст, что и западноевропейские плиты, но по структуре земной коры она ближе к древней Восточно-Европейской платформе.

Среди орогенов и глубоких впадин континента также выделяются две разные группы, земная кора которых различается абсолютными значениями  $H_M$  и  $\bar{V}$ . Это деление определяется не возрастом геоструктур, а принадлежностью к восточному или западному мегаблоку. Так, разновозрастные орогенные пояса (каледониды Скандинавии и Шотландии, Альпийская система от Пиренеев до Кавказа) в западных своих частях характеризуется более тонкой и низкоскоростной корой, чем в восточных. Глубокие прогибы Средиземноморско-Каспийского пояса в западной части также характеризуются примерно в 2 раза меньшей толщиной всех структурных этажей коры, чем в восточной.

Различия между Западной и Восточной Европой заключаются не только в преобладающих величинах  $H_M$  и  $\bar{V}$ , но и в отсутствии в коре Западной Европы нижнего высокоскоростного этажа со скоростями 7 км/с, повсеместно прослеженного в восточной части континента, т. е. кора Западной Европы как бы срезана снизу.

Граница между этими мегаблоками проходит по линии Тейссейра — Торнквиста. Она четко прослеживается по резкому изменению  $H_M$  вдоль западной границы Восточно-Европейской платформы. Далее на юго-восток строение земной коры настолько сложно и столь мало изучено, что провести точную границу между мегаблоками невозможно.

Деление континента на мегаблоки подчеркивается и расположением глубоких впадин. Впадины окраинных и внутренних морей вместе с платформенными прогибами образуют почти непрерывное кольцо вокруг восточного мегаблока. Это Южно-Баренцевская, Норвежская, Североморская, Германско-Польская, Венгерская, Мизийская, Черноморская, Рионско-Куринская, Южно-Каспийская впадины. Существует и малое полукольцо: Днепровско-Донецкий, Прикаспийский, Предуральский прогибы. По этим кольцам произошла наиболее интенсивная переработка земной коры, сокращение ее мощности и прогибание фундамента.

Деление коры на крупные мегаблоки хорошо коррелируется с особенностями потенциальных геофизических полей. Правда, в поле силы тяжести аномалий Буге ни крупная, ни мелкая блокировки коры практически не проявляются (если не считать минимумы в горных районах). Это связано с тем, что структурные этажи земной коры находятся в состоянии изостатического равновесия: горные сооружения уравновешены «корнями» по границе М, глубокие впадины — «антикорнями». Переход от утолщенной коры восточного блока к утоненной западного также не проявляется в поле силы тяжести, так как последняя подстилается разуплотненной верхней мантией, которая компенсирует в гравитационном поле эффект подъема границы М. Такой вывод подтверждается скоростной сейсмической неоднородностью верхов мантии континента: в восточном блоке преобладают скорости 8,2—8,3, в западном — 7,8—8,1 км/с.

Хорошо выражены выделенные мегаблоки в аномалиях геоида. Контуры западного блока совпадают с очертанием крупной положительной аномалии геоида, охватывающей всю Северную Атлантику. Эта аномалия связана со строением кровли нижней мантии, что означает связь выделенных мегаблоков земной коры с глубокими недрами Земли.

В магнитном поле те же блоки коррелируются с изменчивостью его характера: толстой коре соответствуют резко дифференцированные интенсивные аномалии изометричной формы, тонкой — слабое сглаженное поле с расплывчатыми аномалиями. В форме региональных магнитных аномалий проявляются иногда и контуры выделенных мегаблоков. Так, вдоль северной и западной границ восточного блока прослеживается крупная полукольцевая положительная аномалия, повторяющая с внутренней стороны кольцо осадочных бассейнов. Природа этой аномалии не ясна, но ее связь с крупной блокировкой коры очевидна.

Наиболее яркая корреляция структуры земной коры наблюдается с полем теплового потока. Восточный блок — это пониженные его величины с равномерным распределением по площади, западный — дифференцированное поле с повышенными значениями потока. Это в свою очередь хорошо согласуется с характером других геофизических полей и структурой верхней мантии. В Западной Европе верхняя мантия разуплотнена за счет избыточного мантийного тепла, разогрев земной коры способствует снижению уровня магнитных аномалий; в восточной же части континента мантия не возбуждена и земная кора сохранила свойства стабильных континентальных плит.

Крупная блокировка намечается и в Северной Атлантике. Наиболее четко она видна из характера гравитационного поля: область повышенных аномалий Буге оконтуривается северный блок региона, пониженных — южный. Различие в структуре земной коры заключается в преобладании в северном блоке океанических поднятий с толстой корой, а в южном — впадин с тонкой океанической корой. В магнитном поле смена типов коры проявляется в преобладании полосовых аномалий, параллельных срединно-океаническому хребту, в южной части региона, и прерывистый характер аномалий — в северной части, т. е. южный блок Северной Атлантики можно назвать типично океаническим, северный же — переходным между океаническим и континентальным.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из предыдущего видно, что наблюдается определенное соответствие между типами тектонических структур и типами свойственной им земной коры.

Дальнейшая задача исследований состоит в том, чтобы выявить причины такого соответствия. Это потребует рассмотрения и сопоставления геологических процессов, приведших к той или иной тектонической обстановке, с одной стороны, и процессов в глубоких слоях земной коры и в верхней мантии, создавших особенности их строения, — с другой. Эта задача должна составить предмет уже другой статьи.

#### Литература

1. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
2. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры//Геотектоника. 1985. № 1.
3. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Взаимодействие земной коры и верхней мантии//Геотектоника. 1986. № 6. С. 8—20.
4. Бронгулеев В. В., Аксенов А. А., Аксенов Е. М. и др. Геология и нефтегазоносность Восточно-Европейской платформы. М.: Изд-во МГУ, 1985. 288 с.
5. Гизе П., Павленкова Н. И. Методика обобщения материалов ГСЗ о скоростном строении и структуре земной коры//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 6.
6. Гизе П., Павленкова Н. И. Структурные карты земной коры Европы//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 10. С. 1—8.
7. Геофизические исследования на Балтийском шите//Зап. ЛГУ. 1981. Т. XXXIX. 143 с.
8. Дружинин В. С., Рыбалко В. М., Соболев И. Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М.: Недра, 1976. 157 с.
9. Зверев С. М., Косминская И. П., Красильщикова Г. А., Михота Г. Г. Глубинное строение Исландии и Исландско-Фарерско-Шетландского региона по результатам сейсмических исследований (НАСП-72)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. № 3. С. 99.
10. Изучение глубинного строения восточной части Балтийского шита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1986. 11 с.
11. Крутиховская Э. А., Пашкевич И. К., Силина И. Б. Магнитная модель и структура земной коры Украинского шита. Киев: Наук. думка, 1982. 215 с.
12. Павленкова Н. И. Волновые поля и модели земной коры. Киев: Наук. думка, 1973.
13. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
14. Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наук. думка, 1978. 271 с.
15. Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б. и др. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
16. Юров Ю. Г., Ефимкина З. Н. Результаты сопоставления данных ГСЗ и гравиметрии//Изостазия. М.: Наука, 1973. С. 53—67.
17. Banda E., Udias A., Mueller St. et al. Crustal structure beneath Spain from deep seismic sounding experiments//Phys. Earth and Planet. Interiors. 1983. V. 31. P. 277—280.
18. Explosion Seismology in Central Europe, Data and Results, Berlin/Eds P. Giese, C. Prodehl, A. Stein. Berlin: Springer, 1976. 429 p.
19. Guterch A., Grad M., Maierzok R. et al. Deep structure of the Earth's crust in the contact zone the Paleozoic and Precambrian Platforms and the Carpathian mts in Poland//Acta Geophys. Polonica. 1984. V. XXXII. № 1. P. 25—41.
20. Lund C. E. Crustal structure along the Blue Road profile in Northern Scandinavia//Geol. Fören. V. 101. Stockholm, 1979. P. 191—204.
21. Luosto U., Lanne E., Kornhonen H. et al. Deep structure of the Earth's crust on the SVEKA profile in the Central Finland//Annal. Geophys. 1984. V. 2. № 5. P. 559—570.
22. Meissner R., Wever Th, Flüh E. R. The Moho in Europe — Implications for crustal development//Annal. Geophys. 1987. V. 5B. № 4. P. 357—364.
23. Morrelli C., Giese P., Cassinis R. Crustal structure of Southern Italy, a seismic refraction profile between Puglia — Calabria — Sicily//Bol. Geofis. Teorica ed Applicata. 1975. V. XVIII. № 67. P. 183—209.
24. Mostaanpour M. M. Einheitliche Auswertung krustenseismischer Daten in Westeuropa//Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen. Reihe B/Heft 10. Berlin, 1984. 98 p.
25. Mueller St. A new model of the continental crust//Geophysical monograph 20. Wash.: AGU, 1977. P. 289—317.
26. Posgay K., Albu I., Petrovics I., Raner G. Character of the Earth's crust and upper mantle on the basis of seismic reflection measurements in Hungary//Earth evolution sciences. 1981. № 3—4. P. 272—279.
27. Prodehl C. Structure of the crust and upper mantle beneath the Central European rift system//Tectonophysics. 1981. V. 80. P. 255—269.
28. Reflection Seismology: a global perspective/Eds M. Barazandy, L. Brown//Geodynamics Series. AGU. Wash.: D. C., 1986. V. 13. 311 p.
29. Scrutton R. A. Microcontinents and their significance//Geodynamics: Progress and Prospects. Wash., 1976. P. 43—56.
30. Talwani M., Eldholm O. Continental margin of Norway: a geophysical study//Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. V. 83. P. 3575—3606.
31. Ziegler P. A., Louwerens C. J. Tectonics of the North Sea//The Quaternary History of the North Sea. Uppsala, 1976. P. 7—22.



УДК 550.348(234.9)

ГОДЗИКОВСКАЯ А. А., РЕЙСНЕР Г. И.

**ЭНДОГЕННАЯ ПОЗИЦИЯ ГЛУБОКИХ  
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАВКАЗА**

Рассматривается проблема выявления глубоких (мантийных) землетрясений в Кавказском сегменте альпийского подвижного пояса. Показывается, что глубокие землетрясения пространственно связаны со специфической современной эндогенной обстановкой в земной коре, которая описывается комплексом признаков о ее состоянии и строении. Такая же обстановка отмечается в других частях подвижного пояса, в том числе в районе Вранча.

**ВВЕДЕНИЕ**

Землетрясения, происходящие на различных глубинах в недрах Земли — одно из наиболее показательных проявлений ее современной тектонической активности. По большей части они (в особенности наиболее сильные) возникают в пределах подвижных поясов, характеризующихся активным развитием в новейшую тектоническую эпоху и на современном этапе, что закономерно отражено в существовании в этих областях резко дифференцированных в пространстве аномальных геофизических полей (теплового, гравитационного, скоростного и т. д.).

Вместе с тем пространственное распределение коровых и более глубоких (подкоровых, мантийных) землетрясений внутри подвижных поясов довольно сильно различается. Распределение первых можно было бы условно назвать рассеянным, точнее пятнисто-рассеянным, имея в виду, что эти землетрясения (если рассматривать всю их совокупность, в том числе события низких энергетических классов) занимают всю подвижную область, концентрируясь лишь в отдельных ее частях. Эти сгущения мест возникновения землетрясений образуют пятна различного иерархического уровня. Если обратиться к Средиземноморскому подвижному поясу, то в его пределах таким пятном низкого ранга является Эгейское, занимающее площадь целого региона; внутри Кавказского региона одно из пятен более высокого ранга образует Джавахетский район; в пределах зоны сочленения Большого Кавказа с системой Закавказских депрессий примером аналогичного пятна может служить Шемахинское и т. д.

Что касается глубоких землетрясений, то их распределение в том же Средиземноморском поясе носит совершенно иной характер и его можно было бы назвать локально-коцентрированным, имея в виду, что резкая концентрация таких землетрясений происходит на весьма ограниченных по площади участках. Их протяженность составляет первые сотни, а ширина — первые десятки километров, и они разделены частями подвижного пояса длиной в тысячи километров, в пределах которых глубокие землетрясения не происходят. Действительно, такие участки проявления этих землетрясений в Средиземноморском поясе известны в зоне сочленения южной части Апеннинского полуострова со смежными акваториями, в зоне Вранча в Карпатах, в Критской дуге, на Кавказе, в Гиндукуше и т. д. Отмеченные зоны однозначно интерпретируются в настоящее время большинством тектонистов в качестве главного (если не единственного) доказательства существования современных зон субдукции, возникающих вследствие коллизии литосферных плит. Такие интерпретации по отношению к Большому Кавказу представлены, в частности, в работах [9, 23].

Проблемы геодинамической интерпретации данных о глубоких землетрясениях являются безусловно чрезвычайно важными и интересными. Однако с нашей точки зрения они, тем не менее, вторичны. Первичной и

гораздо более актуальной вплоть до настоящего времени, во всяком случае для Кавказского региона, представляется проблема выделения и локализация самих глубоких землетрясений в трехмерном пространстве, положения зон их концентрации в нем и т. д. В этой проблеме не все позиции столь бесспорны и однозначны, как это представляется интерпретаторам, здесь есть свои сложности, хорошо известные специалистам в области сейсмологии. Это побудило нас вновь вернуться к поставленным проблемам и дать иное их решение, отличное от общепринятого. Мы отнюдь не считаем его окончательным, однако надеемся, что данная статья будет стимулировать дальнейший поиск в сложной проблеме выявления глубоких землетрясений и интерпретации данных о них с геодинамических позиций.

## ГЛУБОКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Для территории Кавказа к настоящему времени известны две группы землетрясений, сведения о которых содержатся в работе [14] и в дополняющих ее ежегодных выпусках «Землетрясения в СССР» [8]. Первая группа относится к доинструментальному периоду наблюдений (примерно до начала XX в.), и определение глубин землетрясений этой группы базируется на анализе макросейсмического поля в тех случаях, когда его удается восстановить по различным источникам. Существует два основных метода проведения этой работы, существенно различающихся между собой [22, 24] и приводящих соответственно к неоднозначным результатам.

Несколько по-иному дело обстоит с землетрясениями инструментального периода наблюдений, когда для каждого зарегистрированного события как минимум имеется хотя бы одна сейсмическая станция, расположенная на расстоянии больше 200 км, на сейсмограмме которой можно выделить вступления объемных волн. Именно поэтому данные инструментального периода наблюдения являются основным источником сведений о глубоких землетрясениях. Однако и эти данные далеко не однозначны, в связи с чем в работе [14] оценки глубин очагов даются с большой погрешностью и весьма осторожно, особенно по отношению к землетрясениям первой половины XX в., так как их глубина определялась преимущественно по макросейсмическим данным. И эти землетрясения, если их глубина определяется вблизи нижней границы коры, вряд ли следует относить к мантийным в случае отсутствия дополнительной информации.

Учитывая большую неоднозначность в вопросах определения глубины очагов землетрясений существующими стандартными методами, один из авторов в течение многих лет предпринимал попытки поиска оптимальной методики анализа записи волновой картины на сейсмограмме, которая позволила бы однозначно ответить хотя бы на один принципиальный вопрос — произошло ли данное землетрясение в земной коре или подкоровом слое, т. е. в верхней мантии [5, 6]. При этом традиционная задача определения глубины очага данного землетрясения хотя и остается на повестке дня, но как бы отодвигается на второй план.

Речь, таким образом, идет об анализе записи волновой картины от землетрясений Кавказа с магнитудой 2,5 и более на станциях с эпицентральным расстоянием в 250—750 км. При этом следует иметь в виду, что при наличии сейсмограмм положение очага землетрясения (в коре, или в мантии) возможно оценить и не имея полного набора записей со станций, окружающих гипоцентр. В работах [13, 15] было показано, что по ряду особенностей записи волновой картины на одной сейсмической станции правильное выделение глубоких землетрясений удастся с 87%-ной вероятностью.

Дело в том, что при нахождении очага в верхней части земной коры на сейсмограмме наблюдаются прямые дифрагированные на границах внутрикоровых слоев и  $M$  продольные волны  $\bar{P}$ ,  $P^*$  и  $P$  и поперечные  $\bar{S}$ ,  $S^*$  и  $S$ . Если очаг находится ниже «гранитного» слоя, но еще в пределах

земной коры, то наблюдаются преломленные на внутрикоровых границах волны  $P_c$ , а также дифрагированные на границе  $M$  волны  $P$ . Если очаг залегает ниже подошвы коры, то на сейсмограмме будут наблюдаться только дифрагированные на нижней границе земной коры  $P$ - и  $S$ -волны. При увеличении эпицентрального расстояния они переходят в преломленные волны  $P$  и  $S$ .

Путь, а следовательно, и скорость этих групп волн различны, а потому на сейсмограмме их вступления на расстояниях от очага в 250—750 км достаточно дифференцированы. Так как и динамические параметры перечисленных типов продольных ( $\bar{P}$ ,  $P^*$ ,  $P_c$ ,  $P$ ) и поперечных ( $\bar{S}$ ,  $S^*$ ,  $S_c$ ,  $S$ ) волн между собой достаточно разнятся, то присутствие или отсутствие этих волн хорошо опознается на записи сейсмограммы.

Заметим также, что при нахождении очага в пределах земной коры, как правило, формируются преобладающие по амплитуде поверхностные волны, которые, перекрываясь во времени с поперечными, создают достаточно характерную картину на записи. При нахождении очага непосредственно под границей  $M$  и, тем более, глубже поверхностные волны на записи сейсмограммы практически не проявляются. Отсутствие ряда вступлений в группах  $P$ - и  $S$ -волн однозначно не свидетельствует о местонахождении очага землетрясения, но наличие этих вступлений на сейсмограмме является несомненным доказательством расположения очага в земной коре.

По сумме указанных признаков были проанализированы материалы сейсмической станции Белый Уголь (станция работает с 1973 г. в районе г. Ессентуки в Минераловодском районе Предкавказья). По ним для почти 15-летнего периода было выделено около 30 землетрясений, характер записи которых свидетельствует о нахождении очагов в верхней мантии (табл. 1). Их магнитуда колеблется в пределах от 3,5 до 4,5. Глубины очагов этих событий нами оценены в 80—120 км. Для проверки полученного результата была проведена более детальная инструментальная обработка шести землетрясений из общего указанного их количества, для которых удалось собрать подробные данные по 15 сейсмическим станциям Кавказа. Обработка была проведена общепринятым стандартным методом засечек при использовании набора годографов для разных глубин очагов в диапазоне от 0 до 140 км. Эта процедура подтвердила сделанные оценки глубин.

В настоящее время для машинной обработки используются программы, в которых вычисление гипоцентра и скоростных характеристик среды проводится итерационным методом. При его использовании применительно к данным по Кавказу глубины очагов оказываются даже на 20 км глубже. Следовательно, не исключено, что глубины очагов землетрясений, приведенных в табл. 1, составляют 100—140 км. Координаты остальных землетрясений табл. 1 были определены нами по азимуту со станции Белый Уголь на эпицентр и годографу Джеффриса — Буллена для глубин очага 100 км. Такое решение было вызвано желанием получить однородные результаты. Дело в том, что определенные с использованием подробных данных гипоцентры достаточно хорошо совпадают с эпицентрами, определенными по азимуту и годографу. Вместе с тем в таблице были землетрясения, для которых плохо согласовывались между собой официальные координаты эпицентра [8] с соответствующими значениями  $t_s - t_p$  на станции Белый Уголь. Из общих представлений точность определения координат при этом можно оценить в  $\pm 20$  км по широте (перпендикулярно линии станция — очаг) и  $\pm 10$  км по долготе (вдоль линии станция — очаг).

На основании изложенного можно утверждать, что выделение глубоких землетрясений Кавказского региона по внешнему виду записи является эффективным, как и для региона Гиндукуша [13, 15]. Заметим также, что благоприятное расположение и хорошая настройка приборов на сейсмической станции Белый Уголь разрешают уверенно следить за всей сейсмической ситуацией Кавказского региона на уровне событий с  $M \geq 4,0$ . В меньшем радиусе соответственно регистрируются и землетря-

## Сведения о глубоких землетрясениях Кавказа по данным станции Белый Уголь

Дата	$t_P$	$t_S - t_P$	Координаты		H, км	K
			N	E		
7.09.72	19-54-11,0	31,5	42,8	46,0		9,9
17.07.73	04-33-40,4	25,0	43,2	45,2		10,1
30.07.73	07-30-50,4	26,0	43,1	45,4		10,1
15.11.73	07-16-16,0	27,5	43,0	45,6		10,6
16.02.74	07-27-33,3	71,5				12,5
15.10.74	20-28-17,5	24,5	43,2	45,2		9,2
15.10.74	21-43-16,6	24,5	43,2	45,2		9,8
17.10.74	10-03-57,8	22,0	45,3	45,0		9,6
17.10.74	10-14-08,6	22,0	43,3	45,0		10,2
6.11.74	04-41-44,1	24,5	43,35	45,30	120	11,2
21.11.74	14-42-26,0	30,5	42,8	46,0		10,4
30.05.75	10-12-21,7	29,5	42,9	45,7		9,6
19.09.75	16-27-33,2	72,0				12,5
11.06.76	18-16-17,2	26,0	43,2	45,2		10,2
12.07.76	03-03-55,7	24,5	43,2	45,2		9,8
17.07.76	01-39-54,1	24,5	43,15	45,40	120	10,8
19.09.76	02-46-39,6	19,0	43,4	44,6		9,9
24.12.76	03-28-36,4	30,0	43,1	46,0		10,9
28.12.77	19-16-32,3	30,0	43,0	45,9		10,7
18.01.78	19-48-10,0	26,0	43,12	45,65	80	10,4
16.11.78	05-46-55,4	30,0	43,1	46,0		12,4
19.05.80	06-41-02,7	24,0	43,2	45,2	100	10,1
17.06.80	10-01-34,7	27,5	42,9	45,5		11,0
26.08.80	17-46-09,1	27,0	43,2	45,6	95	11,5
7.05.81	01-07-32,5	25,5	43,3	45,6	115	11,1
14.02.82	19-30-58,4	29,0	43,1	45,5		11,2
13.06.82	03-43-50,2	33,5	42,7	46,3		11,1
5.02.85	11-23-43,1	25,3	42,9	45,4		10,0
10.02.85	19-23-18,5	28,5	43,2	45,5		11,0
21.10.85	01-26-58,8	34,0	42,8	46,3		12,3
19.11.85	07-18-25,9	23,0	43,3	45,1		10,4
19.04.86	12-34-37,7	26,0	43,2	45,2		10,7
4.04.87	19-21-08,3	29,0	43,1	45,5		10,0

Примечание.  $t_P$  — время прихода P-волны на станцию Белый Уголь;  $t_S - t_P$  — разность прихода S- и P-волн на эту же станцию; H, км — глубина очага; K — энергетический класс.

Пробел в графе N означает, что глубина оценена только по форме записи на станции Белый Уголь. Землетрясения, у которых указана глубина, значения координат получены с использованием инструментального материала всей кавказской сети. Координаты остальных землетрясений определены по азимуту со станции Белый Уголь на эпицентр и годографу Джеффриса — Буллена для глубины очага 100 км.

сения меньших магнитуд. За весь период работы станции помимо землетрясений в верхней мантии в районе Терско-Сунженского прогиба (рис. 1) было отмечено также несколько землетрясений к юго-востоку от отмеченной станции на расстоянии 500—700 км (вне планшета на рис. 1), внешний вид записи которых не исключает того, что и их очаг находился под границей M. Во всех других очаговых зонах Кавказа, судя по особенностям формы записи на станции Белый Уголь, очаги землетрясений лежат в пределах земной коры.

Создается парадоксальная ситуация. С одной стороны, в пределах Терско-Сунженского прогиба уверенно определяется узко локализованная область возникновения глубоких землетрясений на глубинах 80—120 (возможно, 100—140) км, ранее не выделявшаяся по результатам сейсмологических исследований. С другой стороны, по данным работы [14], на Кавказе по инструментальным данным выделяются отдельные очаги глубоких землетрясений, имеющие тенденцию к рассеянному распределению, не характерному для них в пределах Средиземноморского подвижного пояса. Сведения об этих землетрясениях были специально рассмотрены в работе [7]. Они отражены в табл. 2.

Для шести последних землетрясений этой таблицы имеется инструментальный материал, который Э. А. Джигладзе использовала при повторном рассмотрении вопроса о глубине их очагов. Выяснилось, что на

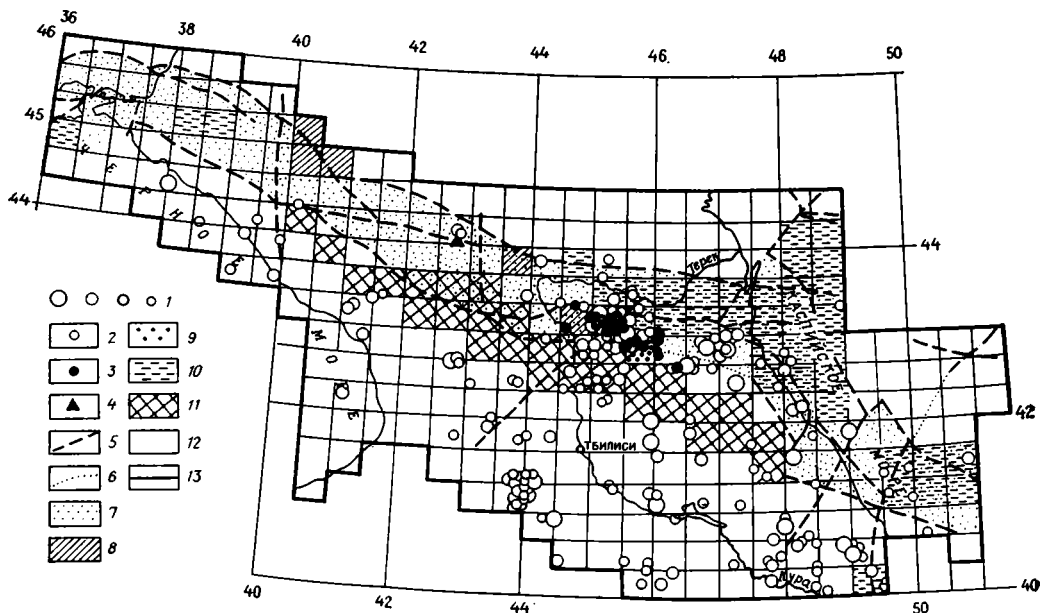


Рис. 1. Схема соотношения глубоких землетрясений Кавказа с основными элементами структуры, типами земной коры и современными эндогенными режимами  
 1 — энергетическая классификация землетрясений (энергетический класс  $K$  по работе [8]); 2 — коровые землетрясения по работе [8]; 3 — глубокие (мантийные) землетрясения по работам [6]; 4 — сейсмическая станция Белый Уголь; 5, 6 — основные продольные и поперечные глубинные разломы и флексуры (по работе [10, 11] — 5, выделенные дополнительно — 6); 7 — переходная зона сочленения подвижного пояса с платформой; 8, 9 — типы земной коры, располагающиеся над районом возникновения глубоких землетрясений: 8 — конструктивной ассоциации (тип 6), 9 — деструктивной ассоциации (тип 45); 10 — тип коры 73 платформенной ассоциации; 11 — тип коры 21 конструктивной ассоциации; 12 — прочие типы коры; 13 — границы изученного региона

записях всех этих землетрясений выделяются волны  $\bar{P}$ ,  $P^*$ ,  $P_c$ , что возможно только при нахождении очага в пределах земной коры. Глубина очага остальных пяти землетрясений была переопределена на основании пересмотра макросейсмических данных. «Нами были пересмотрены и заново обработаны основные исходные инструментальные и макросейсмические данные об этих землетрясениях. Оказалось, что в некоторых случаях из совершенно недостаточных макросейсмических данных делались слишком смелые заключения, а чаще всего исходные данные были интерпретированы просто неправильно» [7, с. 22]. И далее: «Все исходные материалы при существующей методике интерпретации близких землетрясений говорят в пользу того, что очаг землетрясения с указанием  $H \geq 60$  км лежит в коре, а часто и в верхней части коры до подошвы гранитного слоя» [там же, с. 33].

Подводя итоги рассмотренным материалам о глубоких землетрясениях Кавказского региона, необходимо отметить следующее. Во-первых, достаточно надежно выделяется лишь одна четко локализованная на территории Терско-Сунженского прогиба область возникновения глубоких землетрясений. По всей вероятности, существует и другая такая область в пределах акватории Каспия, но выделяется она по нашим материалам, из-за удаленности гораздо менее уверенно и лишь по единичным событиям. Во-вторых, очаги подкоровых землетрясений в Терско-Сунженской области локализованы в диапазоне глубин от 80 до 120 км (100—140) при максимальной ширине полосы их эпицентров в 50 км. В этих условиях вряд ли имеют какой-нибудь смысл попытки выделения некоторой наклонной плоскости, вдоль которой происходит концентрация глубоких землетрясений [9, 23]. Скорее речь может идти о вертикальной колонне, точнее ее части, активной в указанном диапазоне глубин.

Данные о глубоких землетрясениях Кавказа по работе [7]

Дата	Время, ч. мин, с	Эпицентр		Глубина, <i>h</i> , км	Магнитуда, <i>M</i>	Глубина очага уто-ненной, км
		$\varphi$	$\lambda$			
20.02.1906	20—54—00 ±20 с	41,5 ±0,5	48,4	75 50—105	5,9 ±0,5	25
25.03.1913	14—03—56 ±10 с	41,8 ±0,5	48,3	70 45—105	5,7 ±0,5	15
19.02.1924	07—00—02 ±10 с	39,4 ±0,5	48,6	75 50—115	6,6 ±0,1	15
5.07.1931	17—57—09 ±10 с	39,3 ±0,5	47,8	60 40—90	5,3 ±0,7	В коре
20.10.1931	15—58—32 ±10 с	42,5 ±0,5	50,8	70 45—105	6,2 ±0,5	0—50
17.01.1934	08—22—30 ±20 с	42,3 ±0,5	51,0	60 40—90	5,2 ±0,5	В коре
9.04.1935	19—59—41 ±5 с	42,1 ±0,5	48,8	90 60—135	6,3 ±0,5	0—50
14.11.1953	10—29—51 ±5 с	43,0 ±0,5	46,0	70 ±20	3,8 ±0,5	0—25
18.09.1961	11—01—04 ±1 с	41,06 ±0,1	50,23	64 ±10	6,6 ±0,5	0—25
5.10.1968	15—12—52 ±1 с	41,70 ±0,2	49,55	70 ±15	5,4 ±0,5	15—20
14.12.1973	09—11—45 ±1 с	41,89 ±0,1	49,00	70 ±10	5,1 ±0,2	0—25

### СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ГЛУБОКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Существует несколько особенностей пространственного распределения глубоких кавказских землетрясений. Во-первых, они приурочены к северной периферии неотектонического поднятия Большого Кавказа и смежной с севера территории Терско-Сунженского Предкавказского передового прогиба. Во-вторых, они четко локализованы в обозначенной территории на ограниченной площади размером  $180 \times 50$  км, и на глубине в диапазоне 80—120 км (100—140). В-третьих, они характеризуются довольно типичным для подвижных областей соотношением с основными тектоническими элементами различного ранга. Остановимся на этих особенностях мест локализации глубоких землетрясений подробнее.

Терско-Сунженский участок возникновения глубоких землетрясений тяготеет к поперечной структуре глубинного Цхинвали-Казбекского разлома, выделенного Е. Е. Милановским [11]. От района Казбека он имеет северо-восточное продолжение в район г. Грозный [10]. В пределах этого участка по геологическим данным выявляются и другие признаки активности в верхней мантии: в районе г. Грозный отмечаются проявления молодого вулканизма [12]. Вместе с тем совершенно очевидно, что на рассматриваемом участке основное простирание облака глубоких землетрясений имеет не поперечное, а продольное общекавказское северо-западное простирание, диагональное по отношению к простиранию структур продольного направления более высокого порядка (зона Пшекиш-Тырныаузского глубинного разлома, Терско-Сунженского новейшего поднятия, смежной Чеченской впадины и т. д.). Эта группа глубоких землетрясений не развита западнее восточного фланга зоны Транскавказского поперечного поднятия и восточнее западного фланга Дагестанского поперечного выступа, занимая пространство между этими структурами поперечного простирания.

Таким образом, несомненно, выявляется связь глубоких кавказских землетрясений с поперечной геотектонической зональностью, проявляющейся на всех этапах его тектонического развития в альпийское и новейшее время [1, 11, 25]. Это заключение вполне закономерно и хорошо увязывается с известными представлениями, что поперечный структурный план обусловлен более глубокими неоднородностями в верхней мантии, чем общекавказский продольный [25].

Вместе с тем в Кавказском регионе выделяется большое количество продольных и поперечных структурных элементов разного ранга, а также дизъюнктивных узлов их пересечения, активно развивавшихся в альпийское и новейшее время (отмеченных, например, на рис. 1). И приуроченность землетрясений, в том числе и глубоких, к таким дизъюнктивным узлам не новость — это явление обычное [16]. Однако глубокие кавказские землетрясения связаны отнюдь не со всеми из них, а лишь с некоторыми, вероятно, специфическими по каким-то особенностям своего строения и развития. Совершенно очевидно, что главной задачей теперь должно стать выявление этих общих особенностей мест локализации глубоких землетрясений.

Для ее решения оптимальным было бы отыскание неоднородностей строения и состояния верхней мантии региона с использованием прямых данных, их характеризующих. Однако на сегодняшний день такое изучение верхней мантии в масштабе, отвечающем выявленному масштабу распределения глубоких землетрясений региона, еще не проведено. Известное распределение различных геофизических полей в верхней мантии Кавказа и смежных территорий имеет самый общий характер [25]. Поэтому мы в дальнейшем вынуждены оперировать лишь косвенными данными, характеризующими современное строение и состояние земной коры в целом, имея в виду, что эти особенности обусловлены процессами и явлениями в более глубоких горизонтах, в подкоровом слое.

#### ГЛУБОКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ КАВКАЗА И СОВРЕМЕННЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ

Поставленную задачу в более конкретном виде можно сформулировать следующим образом: определить связь особенностей современного строения и состояния земной коры с местами возникновения глубоких землетрясений региона. Для достижения этой цели возможно использование разработанных к настоящему времени методов типизации земной коры на комплексной основе с привлечением ряда признаков, характеризующих эти особенности. Указанная методика описана в ряде работ [17—19], и мы не будем на ней подробно останавливаться. Отметим лишь, что типизация земной коры Кавказа и смежных регионов, представленная на рис. 1, реализована в рамках работы, проведенной для всей территории Европы с привлечением следующих параметров: тепловой поток  $Q$ , мощность земной коры  $T$ , высота рельефа  $R$ , средняя скорость на консолидированной коре  $V$ , изостатические аномалии  $I$ , глубина залегания консолидированного фундамента  $F$  по данным работ [2—4, 10, 26]. Типизация коры Европы [20, 21] проводилась с использованием процедуры кластерного анализа, а для интерпретации был избран ее четвертый шаг, на котором для территории Европы было выделено 77 типов коры (на Кавказе их оказалось 34, см. рис. 1).

Как уже отмечалось, наиболее точные сведения о локализации глубоких землетрясений относятся к тем из них, которые произошли после 1973 г. Все они сконцентрированы в одной группе, приуроченной к району г. Грозный. С этой группой землетрясений связано всего два типа коры — 6-й и 45-й. Причем тип 45 вообще нигде на Кавказе и смежных территориях больше не выделяется, а тип 6 развит еще только в двух районах — в краевых частях Транскавказского поперечного поднятия: на его восточном и западном флангах, в зонах сочленения с Терско-Сунженским и Индоло-Кубанским передовыми прогибами. Мало того, что типы коры 6 и 45 в Терско-Сунженском прогибе территориально совпа-



Характеристика типов коры в районах проявления глубоких землетрясений Кавказского региона

Тип коры	Признаки						
	Q, Вт/м <sup>2</sup>	T, км	R, км	V, км/с	I, у. е.	F, км	Q/T
73-й	47,8	39,6	0,0	6,5	-20	8	1,21
6-й	64,0	46,5	0,2	6,4	-12	5	1,38
45-й	78,6	47,5	1,5	6,4	-2	0	1,65
21-й	72,1	52,3	2,7	6,3	+19	0	1,38

дают с областью проявления глубоких землетрясений, их простираение соответствует простираению самого облака этих землетрясений.

Столь тесная связь определенных типов коры небольшого площадного распространения с глубокими землетрясениями района г. Грозный вряд ли случайна. Остановимся на характеристике указанных типов коры подробнее и в первую очередь рассмотрим их отличия от соседних с ними типов вкрест простираения зоны проявления глубоких землетрясений (табл. 3).

Область распространения типа коры 6 представляется в виде узкой (~40 км), резко выраженной во всех признаках переходной зоны, разделяющей обрамляющие с севера и с юга крупные блоки земной коры, соответствующие выделенным типам коры 73 и 21. Действительно, в переходной зоне градиент изменения значений всех признаков весьма велик, поскольку суммарная амплитуда их составляет здесь: по тепловому потоку 24,3 мВт/м<sup>2</sup>, мощности коры — 12,7 км, высоте рельефа — 2,7 км, скорости в коре — 0,2 м/с, изостатическим аномалиям — 39 единиц, глубине залегания фундамента — 8 км.

Аналогичная ситуация отмечается и в области развития типа коры 45, также соседствующего с типом 73 на севере и 21 на юге. Исключение в данном случае относится лишь к тепловому потоку, который в области развития типа коры 45 выше по сравнению с расположенной южнее территорией.

Хотелось бы обратить внимание на еще одну особенность типов коры 6 и 45, формирующих рассматриваемую переходную зону — высокую степень прогретости их коры, близкую, а местами и превышающую свойственную осевой части Кавказа. Это чрезвычайно важный момент, свидетельствующий о большой современной эндогенной активности переходной зоны, связанной с активностью процессов в верхней мантии.

В упоминавшихся ранее работах [17—19] развивались представления о существовании двух основных классов активных эндогенных режимов, развивающихся в настоящее время в земной коре — конструктивном и деструктивном. Для первого характерно увеличение мощности земной коры в условиях ее прогрева (что свойственно орогенному режиму), а для второго — ее сокращение в тех же условиях интенсивного прогревания. С этих позиций совокупность типов коры 73, 6 и 21-го образует конструктивную ассоциацию.

Иное положение в ассоциации типов коры 73, 45 и 21. На границе между типами коры 73 и 45 происходят изменения, аналогичные вышеописанным. А вот на границе между второй парой типов коры имеет место развитие по деструктивной линии, поскольку увеличение теплового потока сопровождается сокращением мощности коры. Следовательно, в этом случае отмечается несогласие в характере эволюции коры в современную эпоху по сравнению с предшествующим новейшим этапом в этой части переходной зоны, т. е. там, где развит тип коры 45. И это хорошо подтверждается тем обстоятельством, что высота рельефа в ней составляет 1,5 км.

Сделанное рассмотрение позволяет сформулировать заключение, что глубокие подкоровые землетрясения в данном случае возникают в зонах,

над которыми в земной коре проявляются активные эндогенные режимы разного класса (конструктивные и деструктивные) на начальных этапах их эволюции. Эти процессы перестройки в коре отражают, вероятно, новые направления развития и верхней мантии.

Подводя итоги рассмотрения позиции мест локализации глубоких землетрясений Кавказского региона в целом, можно констатировать следующие эмпирические закономерности. В структурном отношении эта позиция определяется, как отвечающая зоне перехода между континентальными структурами первого порядка: от подвижной области, представленной в данном регионе поднятием Большого Кавказа, к смежной с севера платформенной (Скифской плите), неактивизированной в новейшее время. Эта переходная зона продольного по отношению к простиранию Большого Кавказа направления образована системой передовых прогибов (Индоло-Кубанского на западе и Терско-Каспийского на востоке), разделенных Ставропольским поперечным поднятием.

Глубокие землетрясения в ее пределах приурочены к участкам, где земная кора в настоящее время испытывает новые тенденции своей эволюции, где конструктивный эндогенный режим развивается на месте платформенного (тип коры 6), или деструктивный — на месте конструктивного (тип 45).

### **О ВОЗМОЖНЫХ МЕСТАХ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЛУБОКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРОПЫ**

Мы отмечали, что районирование территории Кавказа по типам коры проводилось в рамках типизации ее для всей территории Европы. Это обстоятельство предопределяет возможность использования полученных для территории Кавказа закономерностей размещения глубоких землетрясений для «прогноза» мест их возможного возникновения на остальной территории этого континента.

На рис. 2 представлена схема районирования Европы по типам коры, с которыми в тестовом Кавказском регионе были связаны зоны возникновения глубоких землетрясений. Как было указано, таких типов коры всего два — 6-й и 45-й из общего количества в 77. В соответствии с этим на изучаемой территории Западной Европы участков, «перспективных» с точки зрения возникновения глубоких землетрясений совсем немного — всего три, причем все они занимают ничтожную площадь. Это — участок в Альпах с типом коры 45; несколько больший участок Восточных Карпат в месте их дугообразного перехода в Южные с тем же типом коры; а также изолированный участок в зоне сочленения древней Восточно-Европейской платформы с эпигерцинской Западно-Европейской в зоне Торнквиста — Тейссейра с типом коры 6.

Из всех трех указанных районов глубокие землетрясения пока наблюдались лишь в одном, однако чрезвычайно широко известном своими сильными и многочисленными событиями. Речь идет о зоне Вранча под Восточными Карпатами, над которой развит тип коры 45, ограниченный, вероятно, поперечными зонами глубинных разломов [16].

Если предположить, что возникновение глубоких землетрясений в рассмотренных районах Европы действительно может быть связано с теми особенностями современного строения и состояния коры, которые были проанализированы, то можно прийти к некоторым заключениям более общего порядка. В последнее время широко распространилась точка зрения, что глубокие землетрясения связаны с вполне определенной современной геодинамической обстановкой взаимодействия литосферных плит в зонах субдукции. Такие зоны выделяются различными исследователями и на территории Европы, в частности в Карпатах, Альпах, на Кавказе. Мы показали, что все реальные и потенциальные районы возникновения глубоких землетрясений в зонах любого рода вполне отчетливо связаны с своеобразной современной эндогенной обстановкой в земной коре. А именно с начальными этапами смены одного эндогенного режима другим, что связано с усилением ее прогресса за счет изменения

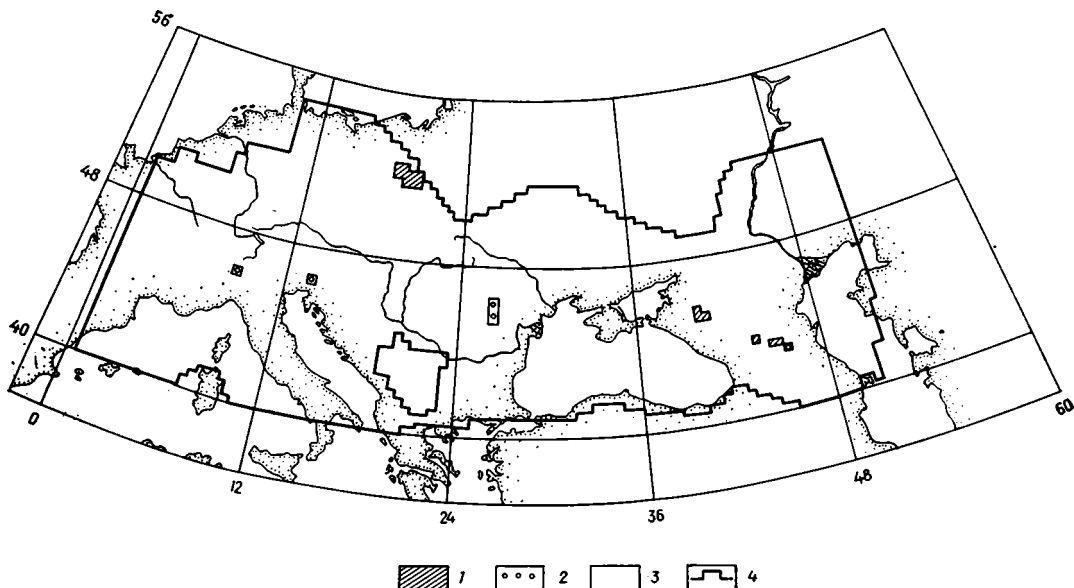


Рис. 2. Схема типов земной коры Европы, с которыми в пределах Кавказского региона ассоциируется проявление глубоких землетрясений  
 1 — конструктивная ассоциация (тип 6), 2 — деструктивная ассоциация (тип 45), 3 — прочие типы, 4 — границы изученной территории

распределения тепловых неоднородностей в верхней мантии, а не с механическим воздействием вследствие горизонтального перемещения литосферных плит. И эта эндогенная ситуация находит конкретное отражение в существовании только в этих районах соответствующих типов коры и их ассоциаций, не развитых в других местах. И наконец, на изученной территории районы, где глубокие землетрясения возникают и ожидаются, тесно связаны с поперечной геотектонической зональностью глубинного происхождения.

Предлагаемая точка зрения о связи глубоких землетрясений с определенной эндогенной обстановкой в пределах земной коры является скорее постановочной. Многое остается еще неясным, в частности механизм возникновения глубоких землетрясений в верхней мантии. Однако сам факт их расположения строго под весьма специфическими, в какой-то степени уникальными типами земной коры, безусловно заслуживает самого пристального внимания.

#### Литература

1. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа//И. В. Кириллова, Е. Н. Люстих, В. А. Растворова и др. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 340 с.
2. Арметьев М. Е. Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
3. Атлас Мира. М.: ГУГК, 1954.
4. Белоусов В. В., Павленкова Н. И. Типы земной коры//Геотектоника. 1985. № 1. С. 3—14.
5. Годзиковская А. А. Мантийные землетрясения Кавказа//Тез. докл. XX Всес. тектонич. совещ. Актуальные проблемы современной геодинамики и глубинного строения территории СССР. М.: Изд-во ГИН АН СССР. 1987. С. 6.
6. Годзиковская А. А. Глубокие землетрясения Кавказа в районе Терско-Сунженского прогиба//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 7. С. 102—106.
7. Джигладзе Э. А. О «глубоких» очагах землетрясений Кавказа//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 3. С. 22—33.
8. Землетрясения в СССР, 1973—1984 гг. М.: Наука, 1975—1987.
9. Кропоткин П. Н., Ларионов Л. В. Глубинные сейсмические разломы Крымско-Кавказской области и движение литосферных плит//Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 2. С. 311—314.
10. Международная тектоническая карта Европы и смежных областей. (2-е изд.). М-6 1: 2 500 000. М.: ГУГК, 1981.
11. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

12. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1983. 280 с.
13. Нерсесов И. Л., Писаренко В. Ф., Раутиан Т. Г. и др. Применение методов теории узнавания для статистического разделения мелких и глубоких землетрясений по динамическим характеристикам записи//Проблемы цунами. М.: Наука, 1968. С. 63—74.
14. Новый каталог сильнейших землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 535 с.
15. Писаренко В. Ф., Раутиан Т. Г. Статистическая классификация по нескольким признакам//Машинная интерпретация сейсмических волн. М.: Наука, 1966. С. 150—173.
16. Рейснер Г. И. Геологические методы оценки сейсмической опасности. М.: Недра, 1980. 173 с.
17. Рейснер Г. И. Неотектонические движения, современные эндогенные режимы и рельеф Кавказского и Карпатского регионов//Геоморфология. 1987. № 3. С. 3—15.
18. Рейснер Г. И., Рейснер М. Г. Современные эндогенные режимы//Геотектоника. 1987. № 4. С. 59—74.
19. Рейснер Г. И., Рейснер М. Г. О методике выявления современных эндогенных режимов//Строение и эволюция тектоносферы. М.: Изд. ИФЗ АН СССР, 1987. С. 274—301.
20. Рейснер Г. И., Рейснер М. Г. Современные эндогенные режимы Европы//Тез. докл. XX Всес. тектонич. совещ. «Актуальные проблемы тектоники СССР и размещения полезных ископаемых». М.: Изд. ГИН АН СССР, 1987. С. 14—15.
21. Рейснер Г. И., Рейснер М. Г. О методе выявления современных эндогенных режимов//Внутриконтинентальные горные области: геологические и геофизические аспекты (Международный симпозиум). Тезисы. Иркутск. Изд. ИЗК СО АН СССР, 1987. С. 93—94.
22. Ризниченко Ю. В. Макросейсмические палетки//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 10. С. 25—37.
23. Халилов Э. Н., Мехтиев Ш. Ф., Хаин В. Е. О некоторых геофизических данных, подтверждающих коллизионное происхождение Большого Кавказа//Геотектоника. 1987. № 2. С. 54—60.
24. Шебалин Н. В. Определение глубины очага землетрясения по его магнитуде и макросейсмическим данным (на примере землетрясений Кавказа)//Тр. Ин-та геофизики АН СССР. 1960. Вып. 18. С. 159—169.
25. Шолпо В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
26. Heat flow map of Europe. Enclosure for terrestrial flow in Europe/Eds by V. Cermak, L. Rybach. Heidelberg; Berlin: Springer-Verlag, 1979.

Институт физики Земли АН СССР,  
Москва, 123810

Поступила в редакцию  
16.IV.1988

УДК 551.24 : 551.21 (26.03)

МИРЛИН Е. Г., ПШЕНИНА И. А.

## ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ ВУЛКАНИЗМА И СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ СПРЕДИНГА

На основе материалов детальных глубоководных геолого-геофизических исследований оценены интенсивность вулканизма и структурообразования в рифтовых зонах Тихого и Атлантического океанов. Интенсивность структурообразования количественно охарактеризована на основе расчета ряда параметров: амплитуд смещений блоков, средних превышений экструзивной зоны относительно зон сбросообразования, полуширины основных тектонических зон, их возрастных границ, количества тектонических нарушений в поперечном сечении рифтовых зон. Установлена нелинейная зависимость всех этих параметров от скорости спрединга. Оценка интенсивности вулканизма наиболее поздней стадии его проявления выполнена по площадям распространения базальтов экструзивной зоны. Показано, что интенсивность вулканических проявлений уменьшается по мере увеличения скорости спрединга. Конфигурация в плане экструзивной зоны также зависит от скорости разрастания дна.

Отмечено, что несмотря на большое количество теоретических моделей формирования генеральной морфоструктуры океанических рифтов, ни одна из них не объясняет нелинейный характер перехода от низкоспрединового режима к высокоспрединовому.

Наши знания о строении зон спрединга в последние годы значительно расширились благодаря использованию при океанологических исследованиях обитаемых и необитаемых подводных аппаратов. Новая техника позволила резко повысить разрешающую способность геолого-геофизических наблюдений и получить принципиально новую информацию о строении зон спрединга в пределах небольших по площади (около 500 км<sup>2</sup>) районов. К настоящему времени таких районов в пределах мировой системы океанических рифтов насчитывается 12 (рис. 1). Наличие детального сопоставимого материала позволяет поставить задачу количественных оценок двух основных процессов, формирующих структурный облик зон спрединга при различных скоростях разрастания: вулканизма и тектоники. Решению этой задачи и посвящена настоящая работа.

Из-за специфического характера рифтообразования в Красном море, Аденском и Калифорнийском заливах, на хребте Рейкьянес в Атлантическом океане, а также недостаточного для количественных оценок объема опубликованного материала по району на хребте Хуан-де-Фука (Тихий океан) основные закономерности вулканизма и структурообразования рассчитывались для семи районов гребня Срединно-Атлантического хребта (САХ) и Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП). Имеющиеся по этим районам материалы типичны для рифтовых зон океана и достаточно полно отражают процессы формирования коры в широком диапазоне скоростей спрединга: от менее 1 до более 8 см/год.

Для получения количественных характеристик использовались детальные батиметрические карты районов, структурно-тектонические карты, а также отдельные профили дна и осадочной толщи вкостр простирания зон спрединга, полученные с помощью буксируемых у дна узлолучевых эхолотов и сейсмопрофилографов. Всего для анализа было использовано 34 таких профиля длиной от первых до нескольких десятков километров общей протяженностью около 200 км. Благодаря новой технике прослежены основные тектонические зоны на гребнях срединно-океанических хребтов, которые оказались однотипными вопреки различиям в региональной морфоструктуре.

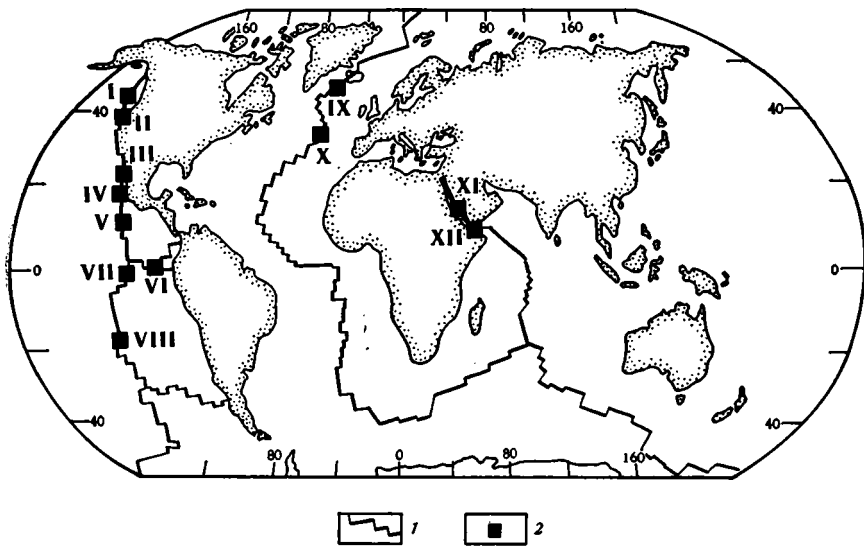


Рис. 1. Схема расположения полигонов в пределах зон спрединга, на которых проводились исследования с использованием необитаемых и обитаемых подводных аппаратов

1 — оси спрединга; 2 — полигоны: I — хребет Хуан-де-Фука, II — хребет Горда [5, 22], III — Калифорнийский залив, IV — Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП), 21° с. ш. [10—12, 17, 19], V — ВТП, 13° с. ш. [8—10, 13, 14], VI — Галапагосский рифт [7, 15], VII — ВТП, 3° ю. ш. [16], VIII — ВТП, 20° ю. ш. [6, 10, 21], IX — хребет Рейкьянес [2], X — Срединно-Атлантический хребет, 37° с. ш., район ФАМОУС [18, 20], XI — Красноморский рифт [2], XII — рифт Таджура [2]

#### КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ ВУЛКАНИЗМА

Структурные формы рельефа, обусловленные тектоникой и вулканизмом, в пределах гребней срединно-океанических хребтов пространственно разобщены. Вулканические проявления в виде излияний очень молодых базальтов сосредоточены в зоне, занимающей центральную часть гребней и именуемой экструзивной. За пределами экструзивной зоны проявления базальтового вулканизма практически отсутствуют или же они столь незначительны, что не вносят существенного вклада в образование основных форм рельефа. Вне осевой экструзивной зоны рельеф формируется почти исключительно за счет тектоники. Экструзивная зона обрамляется с обеих сторон зонами активного растяжения, для которых доминирующими структурами являются открытые трещины. К зонам активного растяжения примыкают зоны сбросообразования, где широко развиты наклонные блоки, разделенные уступами различной высоты. За пределами зон растяжения и сбросообразования тектоническая активность резко падает.

Уже при качественном рассмотрении профилей дна зоны спрединга, полученных с помощью глубоководной техники (рис. 2), видно, что интенсивность тектонических процессов существенно меняется при различных скоростях спрединга. Что же касается вулканизма, то закономерности изменения его интенсивности выявить не так просто из-за ограниченности исходных данных и неоднозначности их истолкования.

Показателем интенсивности вулканизма могут служить конфигурация в плане и размеры экструзивной зоны: ее ширина и площадь. Соответствующие данные приведены в таблице и на рис. 3. На основании данных о скоростях осадконакопления максимальный возраст базальтовых лав в пределах экструзивных зон различных районов определен как голоценовый, хотя точность таких оценок, конечно, невысока. Нетрудно видеть, что вулканические постройки, сложенные базальтами голоценового и наиболее молодого возраста, в разных районах имеют различную конфигурацию в плане. В зонах медленного спрединга (см.

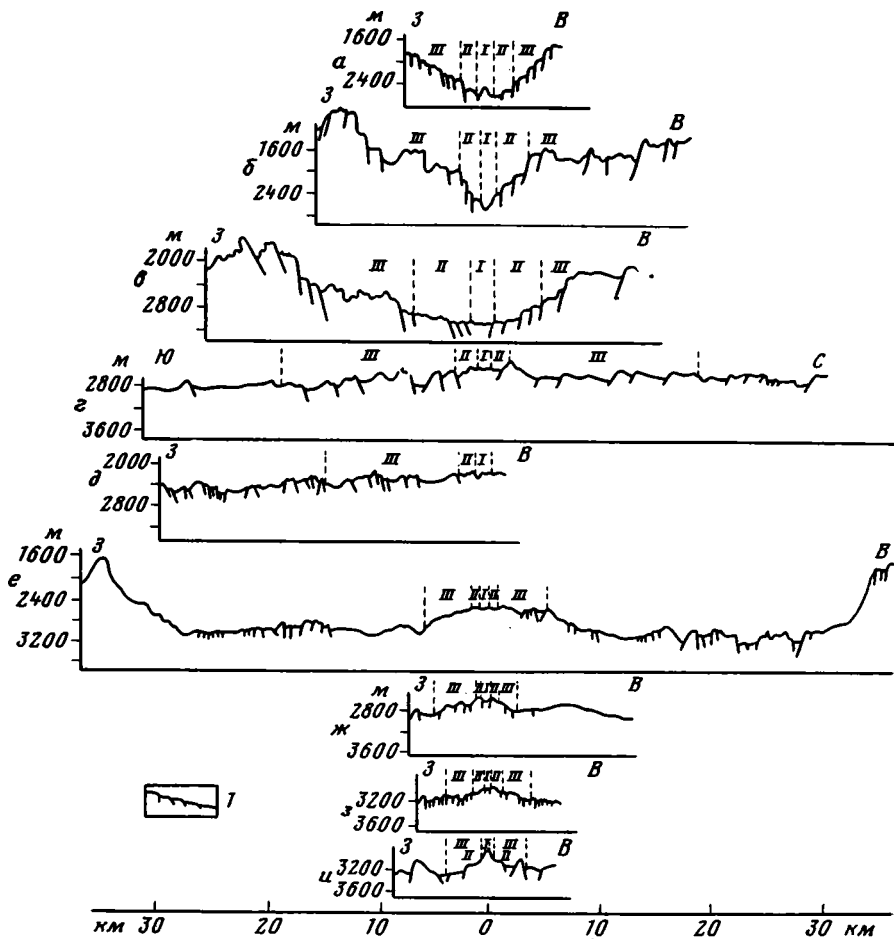


Рис. 2. Структура дна зон спрединга при различных его скоростях: а — Срединно-Атлантический хребет, 37° с. ш., район ФАМОУС; б — Срединно-Атлантический хребет, 37° с. ш., район ФАМОУС; в — хребет Горда; г — Галапагосский рифт; д — ВТП, 21° с. ш.; е — ВТП, 8°45' с. ш.; ж — ВТП, 13° с. ш.; з — ВТП, 3° с. ш.; и — ВТП, 20° ю. ш.

1 — тектонические нарушения. Римские цифры на профилях — структурно-тектонические зоны: I — экструзивная, II — активного растяжения, III — сбросообразования

рис. 3, полигоны IV, VI, X) они не образуют единого массива и рассредоточены пятнами в пределах довольно широкой полосы. На гребне Восточно-Тихоокеанского поднятия, характеризующегося более высокими скоростями (см. рис. 3, полигоны V и VIII), наиболее молодые базальты сосредоточены в очень узкой полосе, края которой ограничены серией тектонических нарушений или бортами центрального узкого грабена. Ширина полосы, где сосредоточена вулканическая деятельность, т. е. ширина экструзивной зоны, меняется на порядок в изученном диапазоне скоростей: от 3 до 0,3 км. Также весьма существенно меняется площадь, занятая молодыми базальтами (в таблице она сокращенно названа площадью экструзивной зоны). Для того чтобы возможно было сопоставить площади, занятые молодыми экструзиями базальтовых лав в пределах различных полигонов, площади экструзивных зон были отнесены к единице длины рифта, равной 1 км.

Для средней ширины экструзивной зоны намечается четкое уменьшение по мере увеличения скорости спрединга (см. таблицу). В изменениях площади экструзивной зоны, отнесенной к единице длины, также просматривается эта тенденция, хотя и не столь отчетливо. Как можно видеть из таблицы, нормированная площадь экструзивной зоны для района ФАМОУС на гребне САХ примерно в 6 раз превосходит соответ-



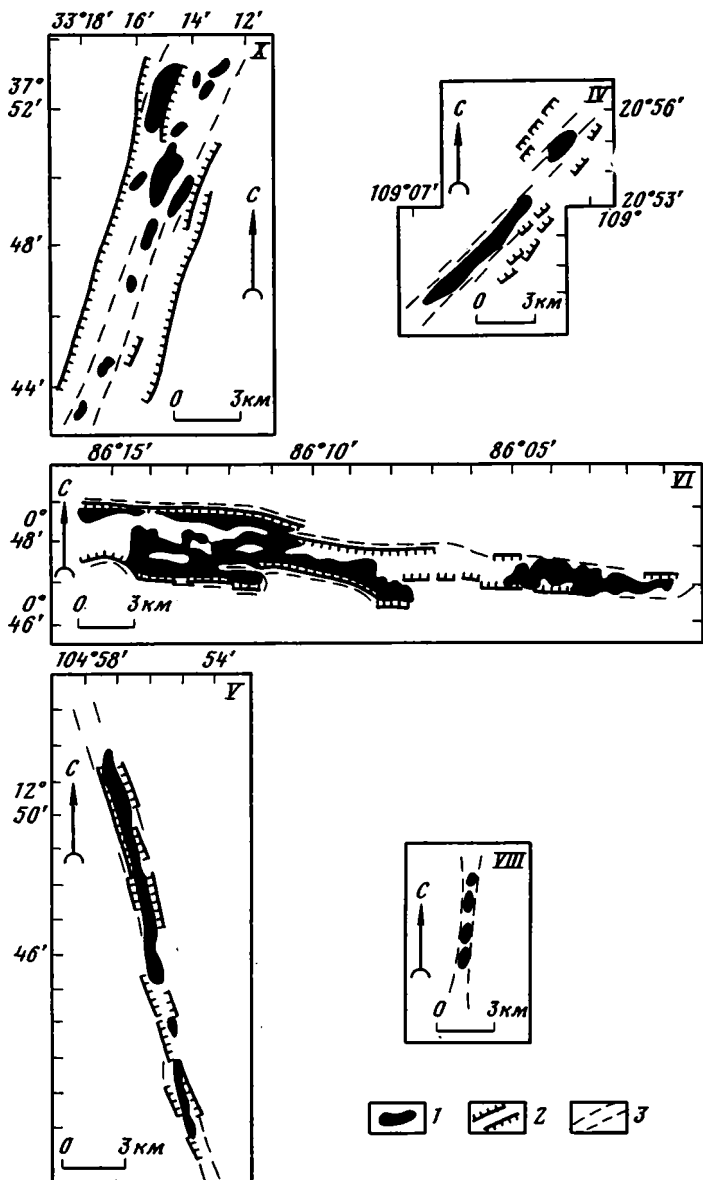


Рис. 3. Конфигурация экструзивных зон в плане в пределах полигонов 1 — выходы наиболее молодых базальтов экструзивной зоны; 2 — тектонические нарушения; 3 — граница экструзивной зоны. Римские цифры на каждой схеме — номера полигонов на рис. 1

ствующий параметр для наиболее высокоскоростного района на гребне ВТП.

Помимо общей площади экструзивной зоны определялась также площадь, занятая наиболее молодыми лавами. Для каждого из изученных районов, за исключением полигона ФАМОУС, составлена шкала относительного возраста базальтовых лав, основанная на характере их поверхности и степени распространения осадочного покрова [7]. К наиболее молодым лавам отнесены те из них, которые имеют стекловатую, блестящую, почти не измененную поверхность и практически не прикрыты осадками. Исходя из скорости осадконакопления возраст этих лав составляет менее 1000 лет. Суммарные площади, занятые ими, а также площади, отнесенные к единице длины зоны спрединга, также показаны в таблице. К сожалению, такого рода определения сделаны

Количественные характеристики экструживных зон

Характеристики	Район							
	САХ, ФАМОУС	Галапа- госский рифт	ВТП			Красноз море	Рифт Таджура	Хребет Рейкьянес
			21° с. ш.	13° с. ш.	20° ю. ш.			
Скорость спрединга, см/год	1,05	3,3	3,35	5,5	8,1	0,75	1,0	1,0
Средняя ширина экструживной зоны, км	3,0	1,5	0,6	0,4	0,3	1,5	1,5	6,0
Площадь экстружив- ной зоны, км <sup>2</sup>	53,0	40,4	8,0	4,5	3,5	60,0	75,0	270,0
Площадь экстружив- ной зоны, отнесенная к единице длины, км <sup>2</sup>	2,4	1,4	0,7	0,2	0,4	1,5	1,5	6,0
Площадь наиболее молодых лав с возраст- ом менее 1 тыс. лет, км <sup>2</sup>	—	14,8	3,7	3,4	1,1	—	—	—
Площадь наиболее молодых лав, отнесен- ная к единице длины, км <sup>2</sup>	—	0,5	0,3	0,2	0,1	—	—	—
Максимальный воз- раст коры в пределах экструживной зоны, лет	120 000	22 000	16 000	4000	2500	100 000	75 000	300 000

*Примечание.* Параметры экструживной зоны в пределах полигонов на хребте Горда и в районе 3° ю. ш. ВТП не определялись из-за отсутствия соответствующих данных.

лишь для четырех полигонов, и поэтому можно говорить лишь о наме-  
чающейся тенденции: по мере увеличения скорости спрединга нормиро-  
ванные площади молодых лав уменьшаются.

Аналогичные оценки параметров экструживной зоны выполнены и  
для полигонов, расположенных в зонах спрединга в Красном море,  
Аденском заливе (рифт Таджура) и хребте Рейкьянес. Максимальными  
значениями параметров среди этих районов отличается полигон на греб-  
не хребта Рейкьянес, где ширина экструживной зоны достигает 6 км, а  
ее площадь, отнесенная к единице длины рифта,— 6 км<sup>2</sup> (см. таблицу).

Переход от площади, занятой базальтами экструживной зоны, к ин-  
тенсивности вулканизма, т. е. к объему излившихся лав, может быть  
выполнен при условии, если известна мощность базальтов. В работе [2]  
продуктивность вулканизма в Красноморской зоне спрединга, в рифте  
Таджура и на хребте Рейкьянес оценена на основе морфологических  
особенностей экструживной зоны, высоте вулканических построек и про-  
должительности цикла вулканизма, равной 10 000 лет. Полученный ре-  
зультат свидетельствует о значительном превышении интенсивности  
вулканизма на хребте Рейкьянес по сравнению с двумя другими упомя-  
нутыми зонами спрединга. Это связано с тем, что изученный район греб-  
ня хребта Рейкьянес близко расположен к Исландской «горячей точке»,  
где отмечается избыток вулканизма по сравнению с «нормальными»  
сегментами хребта [2].

В отличие от этих трех районов в пределах пяти указанных в таб-  
лице полигонов на гребнях срединно-океанических хребтов экстружив-  
ная зона гипсометрически и морфологически выражена не столь четко,  
и потому невозможно точно определить мощность излившихся базаль-  
тов голоценового и наиболее молодого возраста. Можно, однако, с боль-  
шой вероятностью считать, что площади экструживной зоны отличаются

одна от другой во много раз больше, чем мощности голоценовых и наиболее молодых базальтов в их пределах. В самом деле, допустим обратное, т. е. что на полигонах с минимальной и максимальной скоростями спрединга мощности накопившихся за последние 10 000 лет базальтовых лав отличаются во столько же раз, во сколько и их площади, т. е. примерно в 6 раз (см. таблицу). Если принять, что средняя мощность базальтов в экстрезивной зоне низкоскоростных хребтов равна 300 м (примерная высота вулканических построек экстрезивной зоны), тогда средняя мощность базальтовых экстрезий на гребнях высокоскоростных хребтов должна составлять 1,8 км. Эта величина совершенно нереальна, так как общая мощность второго слоя коры, который включает в себя и базальтовые лавы, и дайковый комплекс, составляет всего около 2 км.

Принимая во внимание эти соображения, можно считать, что площади экстрезивных зон, приведенные к единице длины гребня хребта, в первом приближении характеризуют интенсивность позднего цикла вулканизма. Тогда мы приходим к выводу об обратной зависимости интенсивности вулканизма от скорости спрединга в изученных районах. Следует, правда, еще раз подчеркнуть, что данный вывод относится только лишь к самому молодому циклу вулканизма продолжительностью около 10 000 лет. Если же рассматривать более продолжительные интервалы времени, то картина может быть существенно иной. Несколько большая активность вулканизма Галапагосского рифта может быть объяснена тем, что исследуемый участок, так же как участок на хребте Рейкьянес, расположен относительно недалеко от Галапагосской «горячей точки».

Циклический характер развития процессов, протекающих в пределах гребней срединно-океанических хребтов, подчеркивался и ранее [1]. При этом отмечалось, что продолжительность циклов связана обратной зависимостью со скоростью спрединга: чем скорость больше, тем их продолжительность меньше. Рассмотренные нами данные о конфигурации экстрезивных зон в пределах различных полигонов также свидетельствуют о циклическом характере вулканизма, по крайней мере на хребтах с небольшими скоростями спрединга. На это указывает наличие различных вулканических центров, пространственно отделенных один от другого (см. рис. 3). Как показывают детальные глубоководные исследования, на предыдущих этапах развития спрединговых зон положение этих вулканических центров было иным, а затем произошел «перескок» центров вулканизма в их нынешнее положение. На высокоскоростных хребтах конфигурация в плане экстрезивных зон существенно иная (см. рис. 3). Наличие почти непрерывной полосы молодых базальтов указывает на то, что «перескоков» центров молодого вулканизма здесь либо вообще не происходило, либо их амплитуда была незначительной.

### **КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ**

Для оценки интенсивности структурообразования при различных скоростях спрединга определялись следующие параметры разломно-блоковой тектоники: 1) глубины дна в пределах экстрезивной зоны и в пределах внешней границы сбросообразования, а также разница этих глубин; 2) полуширина основных тектонических зон и их возрастные границы; 3) характеристики сбросообразования — величины смещений блоков вдоль плоскостей сбросов и величины их горизонтальных смещений; 4) интенсивность образования тектонических нарушений, т. е. количество нарушений, образовавшихся в единицу времени. Для всех этих параметров вычислялись средние для каждого полигона значения, по которым строились соответствующие графики изменения их от скорости спрединга.

1. Средние абсолютные глубины дна в экстрезивных зонах во всех изученных районах на гребнях срединных хребтов (за исключением хреб-

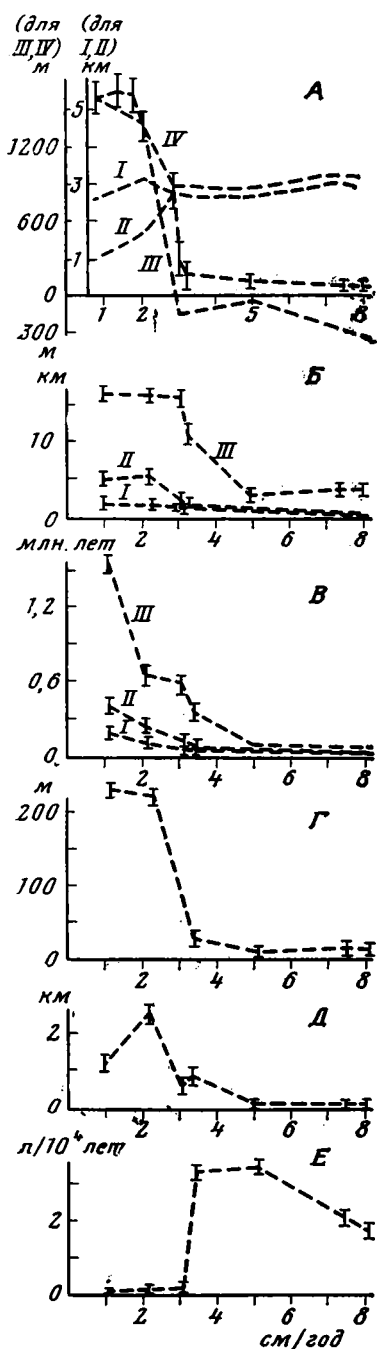


Рис. 4. Зависимость параметров структурообразования рифтовых зон от скорости спрединга А — изменение генеральной структуры: I — глубины экструзивной зоны, II — глубины внешних границ зон сбросообразования, III — разница указанных выше глубин ( $\Delta h$ ), IV — глубина рифтовой депрессии относительно рифтовых гряд; Б — полуширина тектонических зон: I — экструзивной, II — растяжения, III — сбросообразования; В — возрастные границы тектонических зон: I — экструзивной, II — растяжения, III — сбросообразования; Г — средняя амплитуда смещения блоков вдоль сбросов; Д — суммарное смещение блоков по горизонтали за счет сбросообразования; Е — частота образования тектонических нарушений. Вертикальные линии на всех графиках — величины отклонений от средних значений

та Рейкьянес) меняются незначительно (рис. 4, А): от 2 600 до 3100 м, т. е. слабо зависят от скорости спрединга. В отличие от экструзивной зоны глубины на внешних границах тектонически активных зон изменяются очень сильно: от 1000 м при скорости 1 см/год до более 3000 м при скорости 8,2 см/год. Соответственно разница глубин экструзивной зоны и внешней границы активной зоны сбросообразования ( $\Delta h$ ) меняется почти на 2000 м в исследуемом диапазоне скоростей. При малых скоростях разница глубин дна в различных зонах составляет 1400—1600 м, а при скоростях, больших 3 см/год, эта разница составляет 60—360 м. Благодаря различию гипсометрических уровней экструзивной зоны и тектонически активных зон линия изменения  $\Delta h$  от скорости спрединга на графике должна пересечь горизонтальную ось вблизи значения скорости около 3,0—3,3 см/год. Это означает, что при данной скорости экструзивная зона должна занимать такое же гипсометрическое положение, что и соседние тектонические зоны, однако на самом деле такие зоны спрединга не известны. Во всех изученных районах экструзивная зона на гребнях срединно-океанических хребтов либо опущена, либо приподнята отно-

сительно зоны сбросообразования. Отсюда следует, что при скоростях 3,0—3,3 см/год происходит резкое скачкообразное изменение морфоструктуры гребней срединных хребтов.

Для того чтобы подчеркнуть скачкообразный характер данной зависимости, на этом же рисунке показано изменение средних относительных превышений бортов рифтовых депрессий относительно их дна. В интервале скоростей 3,0—3,3 см/год также наблюдается резкий скачок значений, а начиная со скорости 3,4 см/год и выше величины относительных превышений бортов рифтовых депрессий практически остаются постоянными.

Приведенные на рис. 4, А зависимости являются по существу количественным выражением ранее неоднократно отмечавшейся тенденции

изменения генеральной морфоструктуры гребней срединно-океанических хребтов при увеличении скорости спрединга. Однако количественный подход позволяет выявить в этой тенденции новый элемент, на который ранее не обращали внимания. Он заключается в нелинейном характере зависимости параметров генеральной морфоструктуры от скорости спрединга. По существу изменение морфоструктуры от типа с рифтовой долиной к типу с рифтовым поднятием происходит не постепенно, а скачкообразно, причем этот скачок приходится на узкий интервал значения скоростей, равный 3,0—3,4 см/год.

2. Полуширина зоны сбросообразования мало меняется в диапазоне скоростей спрединга от 1 до 3,2 см/год и составляет 17 км (см. рис. 4, Б). При возрастании скорости происходит сужение зоны до 13 км. В диапазоне скоростей 5—8 см/год полуширина этой зоны меняется незначительно: от 2,5 до 3,5 км. Аналогичным образом ведет себя полуширина зоны растяжения: ее скачкообразное изменение от 3 до 1,5 км при значении скорости 3,2 см/год сменяется затем более плавным понижением до 0,3 км, и в диапазоне скоростей от 5 до 8 см/год эта величина практически остается неизменной и равной около 0,3 км. Полуширина экструживной зоны меняется от 1,4 при скорости спрединга 1 см/год до 0,3 см/год при скорости 5 см/год; при дальнейшем увеличении скорости полуширина этой зоны практически остается неизменной.

Возрастной диапазон границ основных зон, определенный исходя из данных о скоростях спрединга и ширине этих зон, уменьшается по мере увеличения скорости спрединга (см. рис. 4, В). Для границы зоны сбросообразования он изменяется от 1,55 до 0,04 млн. лет в изученном интервале изменения скоростей. Для границы зоны активного растяжения возрастной диапазон изменяется от 0,48 до 0,02 млн. лет, а для границы экструживной зоны — от 0,12 до 0,0025 млн. лет. Хотя график изменения возрастных границ тектонических зон и является производным от зависимости, показанной на рис. 4, Б, он наиболее наглядно демонстрирует существенные отличия во временных интервалах, в течение которых протекают процессы структурообразования и вулканизма в зонах спрединга. Эти отличия свидетельствуют о разнообразии геодинамических условий, существующих на гребнях срединно-океанических хребтов с различными скоростями раздвижения плит.

Важной особенностью всех трех рассматриваемых закономерностей является их отчетливо выраженный нелинейный характер, а также тот факт, что к интервалу значений скорости спрединга, равному 3,2—3,4 см/год, приурочено скачкообразное изменение возрастных границ зон сбросообразования и активного растяжения.

3. Средняя амплитуда смещения блоков вдоль плоскости сбросов при возрастании скорости спрединга изменяется нелинейно (см. рис. 4, Г). При скорости спрединга до 2,3 см/год она превышает 200 м, затем скачкообразно уменьшается до 30—70 м при скоростях около 3,4 см/год, а при скоростях от 5 до 8 см/год меняется незначительно: в пределах 20—30 м. График изменения средней амплитуды сбросовых смещений весьма сходен с графиком изменения средней глубины рифтовой долины относительно прилегающих гряд (см. рис. 4, А).

Поскольку при образовании наклонных сбросов происходит смещение блоков как по вертикали, так и в горизонтальном направлении, были определены величины суммарных горизонтальных смещений за счет сбросообразования для каждого полигона. Максимальные значения этих смещений отмечены на хребте Горда и равны 2,5 км (см. рис. 4, Д). По мере увеличения скорости спрединга они уменьшаются, а при его величинах, больших 5 см/год, составляют около 60 м и почти не изменяются.

Зная величины суммарных горизонтальных смещений блоков за счет сбросообразования, а также возрастные границы зоны сбросообразования, нетрудно определить скорость смещения блоков коры по горизонтали. Вычисленные значения горизонтальных скоростей были сопоставлены со скоростями спрединга, определенными по магнитным аномалиям. При этом выяснилось, что вклад горизонтальных смещений блоков

за счет сбросообразования в общую скорость разрастания дна во всех исследованных районах невелик. Максимальное значение этого вклада — 14,8% — отмечено для хребта Горда, а минимальное — 2,2% — для Галапагосского рифта. Это означает, что смещение блоков коры вследствие сбросообразования в процессе спрединга играет сугубо подчиненную роль. Главный вклад в этот процесс вносит, очевидно, образование трещин растяжения и их заполнение базальтовыми дайками.

4. График изменения частоты образования тектонических нарушений в зонах спрединга в зависимости от скорости также обнаруживает резкий перегиб при скорости около 3,1—3,3 см/год (см. рис. 4, E). Для величин, приведенных на графике, определялось количество нарушений (трещин, сбросов) в пределах тектонически активных зон, а также возрастная диапозон последних по магнитным аномалиям. Как можно видеть, при скоростях менее 3,1—3,3 см/год за интервал 10 000 лет образуется менее одного тектонического нарушения, а при больших скоростях за этот же интервал времени образуется от 2 до 3,5 нарушений. Таким образом, и этот параметр структурообразования зон спрединга характеризуется нелинейной зависимостью от скорости спрединга и резким изменением значений в интервале скоростей 3,1—3,3 см/год.

#### **ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ИЗМЕНЕНИЯ ВУЛКАНИЗМА И СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ**

Основной результат выполненного количественного анализа заключается в том, что все параметры интенсивности структурообразования зон спрединга, так же как и размеры основных структурных элементов, не остаются постоянными, а изменяются нелинейно при изменении скорости разрастания. Переход от генеральной морфологии низкоспрединовых зон с рифтовой долиной к морфологии высокоспрединовых зон с рифтовым поднятием происходит не постепенно, а очень резко, почти скачкообразно, причем этот скачок приходится на узкий интервал значений скорости: 2,3—3,4 см/год. Аналогичным образом при возрастании скорости ведут себя и другие параметры структурообразования, скачкообразно уменьшаясь в еще более узком интервале значений: 3,0—3,4 см/год.

Наличие двух различных типов морфоструктур гребней срединных хребтов, резкое изменение их параметров в очень узком интервале скоростей свидетельствуют о существовании на гребнях срединно-океанических хребтов двух геодинамических режимов: низкоспрединового и высокоспрединового. Для первого из них характерны: длительный интервал времени тектонической активности, значительная амплитуда смещений блоков вдоль сбросов, небольшая частота образования тектонических нарушений, рассредоточенный тип вулканизма, происходящего в относительно широкой экструзивной зоне. Характерными чертами высокоспрединового режима являются: относительно небольшой временной интервал, в течение которого происходят тектонические смещения вдоль сбросов, малая амплитуда этих смещений, значительная частота образования тектонических нарушений, линейно сконцентрированный в очень узкой экструзивной зоне тип вулканизма.

При сравнении указанных двух геодинамических режимов нельзя не отметить, что основные количественные их характеристики: ширина спрединговых зон, общая продолжительность тектонической активности в их пределах, амплитуда смещения вдоль сбросов, частота их образования отличаются почти на порядок. Сам по себе этот факт, а также различия в пространственном распределении вулканической активности еще раз подчеркивают, что условия структурообразования и вулканизма, свойственные этим режимам спрединга, весьма различны.

Очевидно, что выявленные существенные отличия двух режимов разрастания дна должна объяснить любая геодинамическая модель процессов, происходящих на границах раздвижения плит. В настоящее время разработано довольно много таких моделей, которые в работе [4] раз-

делены на два класса. К первому отнесены те из них, в которых рассматривается хрупкое раскалывание литосферы, ко второму — те, где преимущество отдается динамическому воздействию астеносферных потоков на литосферу. Накопленные к настоящему времени материалы по морфологии дна, геофизическим аномалиям, строению осадочной толщи в совокупности свидетельствуют о том, что главным, доминирующим фактором формирования генеральной морфоструктуры гребней срединных хребтов является подъем вещества астеносферы и характер его вязких течений. При этом режим подъема, структура течений, а также характер воздействия их на литосферу весьма различны при малых и больших скоростях раздвижения плит [1]. При малых скоростях подъем астеносферы происходит в виде широкого куполообразного (в поперечном сечении) диапира, в котором величины давлений распределены неравномерно: в центре меньше, чем на краях. Это обуславливает тот факт, что в подъем вовлекаются не приосевые части литосферы, а лишь те из них, которые отстоят от оси спрединга на 10—20 км. Благодаря этому формируется осевая продольная рифтовая долина. Существенно, что подъем диапира происходит неравномерно, периоды интенсивного подъема сменяются периодами относительного покоя, в соответствии с этой цикличностью меняется и характер морфоструктуры вдоль простиранья срединно-океанических хребтов с малыми скоростями спрединга. При больших скоростях раздвижения плит астеносферный диапир имеет в поперечном сечении вид направленного вверх клина, острие которого располагается под гребнем срединно-океанического хребта. Давление в таком диапире максимально в оси спрединга и уменьшается по мере удаления от нее, по этой причине глубокая рифтовая долина на гребнях быстро разрастающихся хребтов отсутствует. Тот неглубокий осевой грабен, который протягивается вдоль гребней таких хребтов, является, по всей вероятности, аналогом вулканической кальдеры [16] и имеет совершенно иную природу, нежели рифтовая долина медленно-спрединговых хребтов.

Результаты выполненных количественных оценок интенсивности структурообразования в целом укладываются в эту качественную модель. Большая ширина зон спрединга, большая продолжительность тектонической активности и амплитуды смещений вдоль сбросов при низкоспрединговом режиме, чем при высокоспрединговом, объясняются значительной шириной астеносферного диапира и наличием перепадов давлений в его периферической и осевой частях. Напротив, малые значения этих параметров при высокоспрединговом режиме объясняются узостью астеносферного диапира в его верхней части. Признавая ведущую роль динамического фактора в формировании генеральной морфоструктуры зон спрединга, тем не менее следует отметить, что соответствующие модели не объясняют резкого, скачкообразного перехода от низкоспредингового режима к высокоспрединговому. Требуются дальнейшие экспериментальные и теоретические исследования для ответа на этот вопрос.

Что касается закономерностей изменения интенсивности вулканизма, то они, несомненно, связаны с геодинамикой неглубоко залегающих под зонами спрединга магматических очагов. Как неоднократно указывалось, вулканические процессы в зонах спрединга протекают дискретно, что связывается с периодичностью пополнения и разгрузки магматической камеры [1, 2, 4, 10]. При этом отмечается, что режим магматической камеры при высоких скоростях спрединга близок к стационарному, а при малых временной интервал повторяемости событий намного больше. Небольшую ширину экструзивных зон и концентрацию вулканизма в узкой полосе при высоких скоростях можно рассматривать как подтверждение квазистационарного режима магматической камеры. Напротив, рассредоточенный характер вулканизма при малых скоростях говорит о значительном временном интервале повторяемости вулканических событий, в результате чего каждый вулканический цикл отмечается на поверхности дна вулканической постройкой, смещенной в пространстве относительно предыдущей.



В заключение отметим, что полученные выводы о большей частоте образования тектонических нарушений и квазистационарном характере вулканической деятельности при высокоспрединговом режиме существенны для прогнозирования гидротермальной циркуляции и связанного с ней сульфидного рудогенеза на быстро разрастающихся хребтах. Было показано, что для развития гидротермальных систем на гребнях срединных хребтов критическим условием является трещинная проницаемость коры [3]. С этой точки зрения, а также с учетом наличия постоянно действующего источника тепла, каким является квазистационарный магматический очаг, срединно-океанические хребты с высокими скоростями раздвижения плит представляются более перспективными для поисков сульфидных рудопроявлений, чем хребты с малыми скоростями.

#### Литература

1. Мирлин Е. Г. Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. М.: Недра, 1985. 252 с.
2. Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов/М.: Наука, 1985. 232 с.
3. Пэк А. А., Сафонов Ю. Г. О причинах и закономерностях движения гидротермальных растворов//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1987. Ч. СХVI. Вып. 2. С. 192—204.
4. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Итоги науки и техники. Физика Земли. Т. 3. Литосфера Земли (по геофизическим данным). Ч. I. Кинематика плит и океаническая литосфера. М.: ВИНТИ, 1978. 272 с.
5. Atwater T. M., Mudie J. D. Block faulting on the Gorda Rise//Science. 1968. V. 159. № 3816. P. 729—731.
6. Backer H., Lange J., Marchig V. Hydrothermal activity and sulfide formation in axial valleys of the East Pacific Rise crest between 18° and 22° S//Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. V. 72. P. 9—22.
7. Ballard R. D. The Galapagos rift at 86° W. 5. Variations in volcanism, structure and hydrothermal activity along a 30-kilometer segment of the rift valley//J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № B2. P. 1149—1161.
8. Ballard R. D., Hekinian R., Francheteau J. Geological setting of hydrothermal activity at 12°50' N on the East Pacific Rise: a submersible study//Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 69. P. 176—186.
9. Choukroune P., Francheteau J., Hekinian R. Tectonics of the East Pacific Rise near 12°50' N, a submersible study//Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 68. № 1. P. 115.
10. Francheteau J., Ballard R. D. The East Pacific Rise near 21° N, 20° S, inferences for along strike variability of axial processes of the Mid-Ocean Ridge//Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. V. 64. № 1. P. 93—116.
11. Francheteau J., Needham H. D., Choukroune P. et al. First manned submersible dives on the East Pacific Rise at 21° N (Proj. RITA). General results//Mar. Geophys. Res. 1981. V. 4. № 4. P. 345—379.
12. Francheteau J., Needham H. D., Juteau T., Rangin C. Naissance d'un ocean. P.: Cent. Nat. exploit. ocean, 1980. 86 p.
13. Gente P., Aurende J. M., Bougault H., Voisset M. Variabilite morphotectonique le long de la dorsale Est-Pacifique entre 11° et 13° N. Résultats preliminaires de la campagne Geocyarise 2 (submersible Cyana)//Compt. Rend. Acad. Sci. 1984. Ser. 2. V. 299. № 19. P. 1337—1342.
14. Gente P., Aurende J. M., Renard V. et al. Detailed geological mapping by submersible of the East Pacific Rise axial graben near 13° N//Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. V. 78. № 2, 3. P. 224—236.
15. Klitgord K. D., Mudie J. D. The Galapagos spreading centre: a near-bottom geophysical survey//Geophys. Roy. astron. Soc. 1974. V. 38. P. 563—586.
16. Lonsdale P. Structural geomorphology of a East-spreading Rise crest: the East Pacific Rise near 3°25' S//Mar. Geophys. Res. 1977. V. 3. № 3. P. 251—293.
17. Luyendyk B. P., Macdonald K. C. A geological transect across the crest of the East Pacific Rise at 21° N Lat. made from the deep submersible Alvin//Mar. Geophys. Res. 1985. V. 7. № 4. P. 467—488.
18. Macdonald K. C., Luyendyk B. P. Deep-tow studies of the structure of the Mid-Atlantic Ridge crest near lat. 37° N//Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. V. 88. № 5. P. 621—636.
19. Macdonald K. C., Luyendyk B. P. Investigation of faulting and abyssal hill formation on the flanks of the East Pacific Rise (21) using Alvin//Mar. Geophys. Res. 1985. V. 7. № 4. P. 515—535.
20. Macdonald R. C., Luyendyk B. P., Mudie J. D., Spiess F. N. Near-bottom geophysical study of the Mid-Atlantic Ridge median valley near lat. 37° N: preliminary observations//Geology. 1975. V. 3. № 4. P. 211—215.
21. Renard V., Hekinian R., Francheteau J. et al. Submersible observations at the axis of the ultra-fast spreading East Pacific (17°30' to 21°30' S)//Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. V. 75. № 4. P. 339—353.
22. Spiess F. N., Mudie J. D. Small scale topographic and magnetic features//The Sea. 1971. V. 4. Pt 1. P. 205—249.

УДК 551.089(267)

ШЕМЕНДА А. И.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ВНУТРИПЛИТОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Проведено физическое моделирование деформации Индо-Австралийской плиты под действием горизонтального сжатия, возникшего в результате столкновения Индии с Евразией в миоцене. Опыты показали, что деформация океанической части этой плиты концентрируется в области, прилегающей к южной окраине Индостана и о-ва Шри-Ланка. В этой области на некотором этапе процесса сжатия происходит волнообразный изгиб всей (по толщине) плиты с длиной волны в пересчете на природу в первые сотни километров. Изгиб развивается в несколько стадий и приводит к разрушению «литосферы» на отдельных участках. В результате постепенно формируется единая зона субдукции северо-восточного простирания, соединяющая северную часть Зондского желоба с Аравийско-Индийским хребтом. Проводится сопоставление полученных результатов с данными о внутриплитовых деформациях в северо-восточной части Индийского океана.

Северо-восточная часть Индийского океана, включающая Центральную и Кокосовую котловины, лежит в пределах Индо-Австралийской плиты и характеризуется необычно высокой для внутриплитовых областей сейсмичностью [15, 16]. Деформации литосферы проявились здесь в большом количестве разломов и других нарушений коры, к которым часто бывают приурочены очаги землетрясений [3]. Наибольшими деформациями характеризуется область протяженностью около 1000 км, расположенная с юго-восточной стороны Индостана и о-ва Шри-Ланка. Здесь развиты пологие складки поверхности фундамента и осадочного чехла, осложненные многочисленными разрывами (взбросами) [3, 17]. Происхождение этих деформаций большинство авторов связывают с сильным сжатием Индо-Австралийской плиты, возникшим в результате столкновения Индии с Евразией [2, 3, 5, 17, 18]. Самой же складчатой области дается различная геодинамическая трактовка [3, 5, 7, 15—17]. В настоящей работе этот вопрос исследуется на основе физического моделирования. Предлагается возможная модель образования и развития складчато-разрывной зоны в Индийском океане.

### ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Сейсмологи давно установили, что северо-восточная часть Индийского океана представляет собой зону с аномально высокой для внутриплитовых (внутриокеанических) областей сейсмичностью [15, 16]. Здесь происходят землетрясения с магнитудами  $M > 7$ . Механизмы очагов землетрясений и измерения напряжений *in situ* указывают в среднем на северо-западное сжатие (рис. 1). На основе изучения закономерностей распределения землетрясений Л. Сайкс [16] выделил достаточно широкую зону юго-восточного простирания между о-вом Шри-Ланка и Австралией, в которой, по его предположению, формируется новая конвергентная граница плит (зона поддвига). С. Стайн и Е. Окал [15], также исходя в основном из сейсмологических данных, выдвинули альтернативную гипотезу. Они считают, что в рассматриваемой области вдоль Восточно-Индийского хребта (его северной части) развивается субмеридиональная трансформная граница плит с левосторонним сдвигом. В последних работах [3, 18] делается вывод, что наибольшая сейсмическая активность сконцентрирована в зоне субширотного простирания, перекрывающейся с областью максимальных внутриплитовых деформаций на севере Центральной котловины.

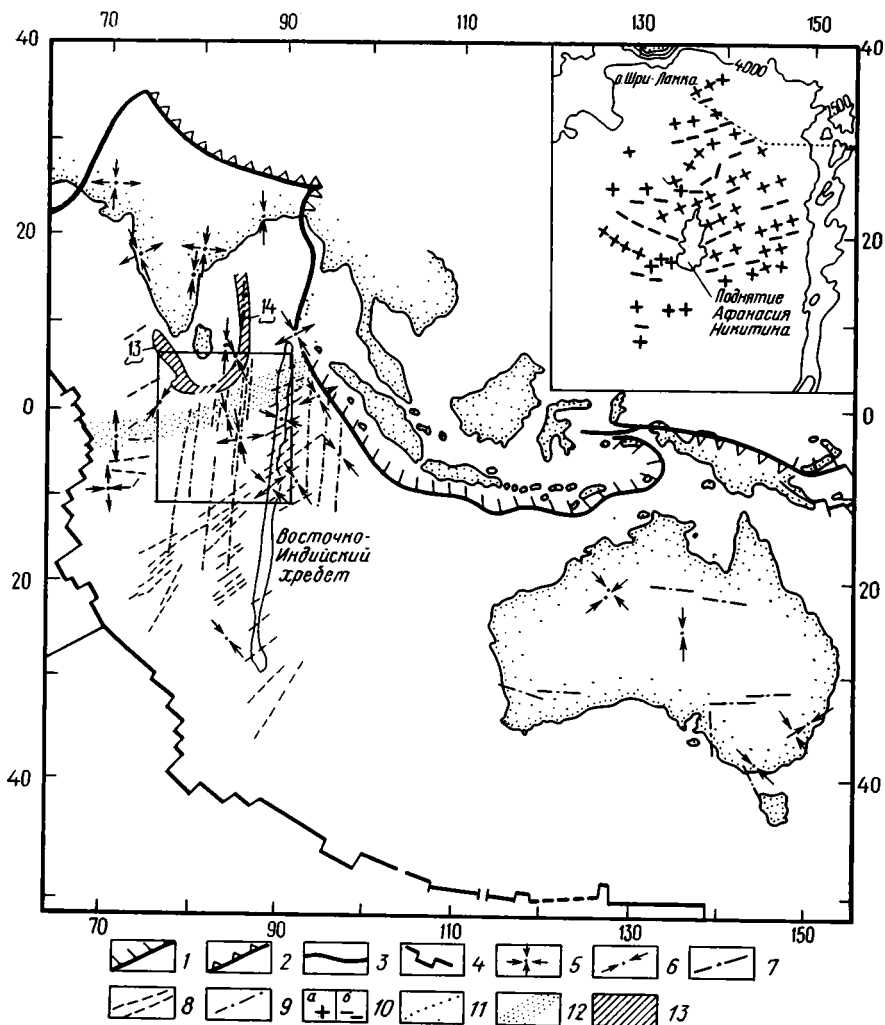


Рис. 1. Индо-Австралийская плита

1 — зона субдукции; 2 — коллизионные зоны; 3, 4 — границы плит: 3 — трансформные, 4 — дивергентные [17]; 5 — эпицентры землетрясений со сдвиговыми подвижками в очагах; 6 — взбросовый механизм очага (стрелкам, направленным в противоположные стороны, соответствуют сбросы); 7 — направления осей максимального сжатия по измерениям *in situ* [15, 16]; 8 — молодые (или омоложенные) разломы; 9 — древние трансформные разломы [3]; 10 — поднятия (а) и прогибы (б) поверхности фундамента [17] (на врезке); 11 — положение профиля на рис. 2, а; 12 — предполагаемое (условное) положение будущей зоны субдукции; 13 — хребты. Цифры на схеме: 13 — Каморинский хребет, 14 — хребет 85° в. д. [3]

Прямые данные о деформациях в Индийском океане были получены методом непрерывного сейсмического профилирования [3, 4, 7, 17]. Они позволили установить, что на большой площади в северо-восточной части Индийского океана (в Центральной и Кокосовой котловинах) широко развиты нарушения коры (разломы) северо-восточного простирания (см. рис. 1), с которыми в значительной мере связана наблюдаемая сейсмичность [3]. Происхождение и время образования этих разломов остаются не совсем ясными. Они секут более древние меридиональные элементы рельефа и, судя по геофизическим данным, имеют взбросовую природу [3]. Плотность разломов неодинакова на различных участках дна. Она имеет тенденцию увеличиваться на неоднородностях литосферы, таких, как Восточно-Индийский и Мальдивский хребты, хребет Ланка и др. (хотя такой вывод, возможно, является результатом неполноты данных). Особенно высока плотность разрывов в коре северной части Центральной котловины, где они расположены через каж-

дые 5—20 км [2, 17]. Здесь взбросы развиты на фоне крупномасштабных ундуляций (складок) поверхности фундамента с длиной волны  $\lambda=100\text{—}300$  км и амплитудой 1—1,5 км [17] (см. врезку на рис. 1 и рис. 2, а). Изгибы поверхности фундамента в значительной мере снивелированы осадочным чехлом (см. рис. 2, а), однако хорошо выражены в аномалиях гравитационного поля в редукции свободного воздуха. Их перепады составляют здесь 30—80 мГал [17].

Нижние слои осадочного чехла повторяют изгибы и нарушения поверхности фундамента. Верхняя же часть осадочной толщи плиоцен-четвертичного возраста отделена от них поверхностью резкого углового несогласия и деформирована лишь местами [2, 17]. Это позволяет считать, что основная фаза деформации на севере Центральной котловины имела место в позднем миоцене и длилась короткое время. Начало складчатой деформации относят к раннему миоцену [17].

Наряду с молодыми (миоценовыми) проявлениями деформации, характеризующимися северо-восточным простиранием, в рассматриваемом районе выделяются крупные доседиментационные меридиональные разломы (см. рис. 1). Предполагают, что они являются древними трансформными разломами [3], образовавшимися при субмеридиональном спрединге, происходившем в северо-восточной части Индийского океана до начала олигоцена [1].

Время развития складок в Центральной котловине совпадает с гималайской стадией столкновения Индии с Евразией. Начало их контакта относится к эоцену. Вплоть до раннего миоцена деформации концентрировались в основном вдоль контактной зоны между континентами, и лишь затем наступила фаза «жесткого» столкновения, проявившаяся в развитии надвигов внутри Индийского блока [14] и складчатых деформациях на океаническом участке Индо-Австралийской плиты. Такая корреляция побудила многих исследователей считать, что причиной внутриплитовых деформаций в Центральной котловине является заклинивание зоны субдукции на северной границе Индо-Австралийской плиты [2, 4, 17, 18]. Столкновение континентов привело к увеличению сжатия этой плиты и ее площадной деформации. Такая точка зрения подкрепляется расчетами глобальной кинематики плит [13]. Для увязки данных о направлениях и скоростях движения литосферы на границах Индо-Австралийской плиты приходится предполагать, что она сокращается в северо-западном направлении со скоростью в среднем  $\sim 1$  см/год. Естественно «списать» такое сокращение за счет внутриплитовых деформаций в Индийском океане. При этом саму зону складчатых (максимальных) деформаций можно рассматривать как диффузионную границу плит, которая со временем превратится в «нормальную» конвергентную границу (зону поддвига), разделяющую Индо-Австралийскую плиту на две части [3, 18].

Приведенные рассуждения предполагают, что деформации в северной части Центральной котловины захватывают всю (по толщине) литосферную плиту. Ундуляции поверхности фундамента в рамках этого предположения можно связывать с проявлением неустойчивости (изгибом) литосферной плиты в условиях сильного горизонтального сжатия. Такая неустойчивость поддается простому количественному анализу в рамках упругой модели литосферы, находящейся на эффективно жидком основании (мантии). Этот анализ показывает, что получить наблюдаемую длину волны изгиба  $\lambda$  поверхности фундамента можно, лишь приняв для толщины плиты значение  $H=12$  км, а для сжимающих напряжений в литосфере —  $\sigma=24$  кбар [17]. Оба эти значения противоречат имеющимся данным [17].

Высказываются предположения [2, 5] о возможности отдельной (в разной степени) деформации корового и мантийного слоев в Индийском океане. Проскальзывание этих слоев на отдельных участках за счет наличия в низах коры малопрочного вещества [5] вполне вероятно. Вопрос состоит в том, что же является определяющим в развитии рассматриваемой зоны — изгиб всей плиты как целого или основная

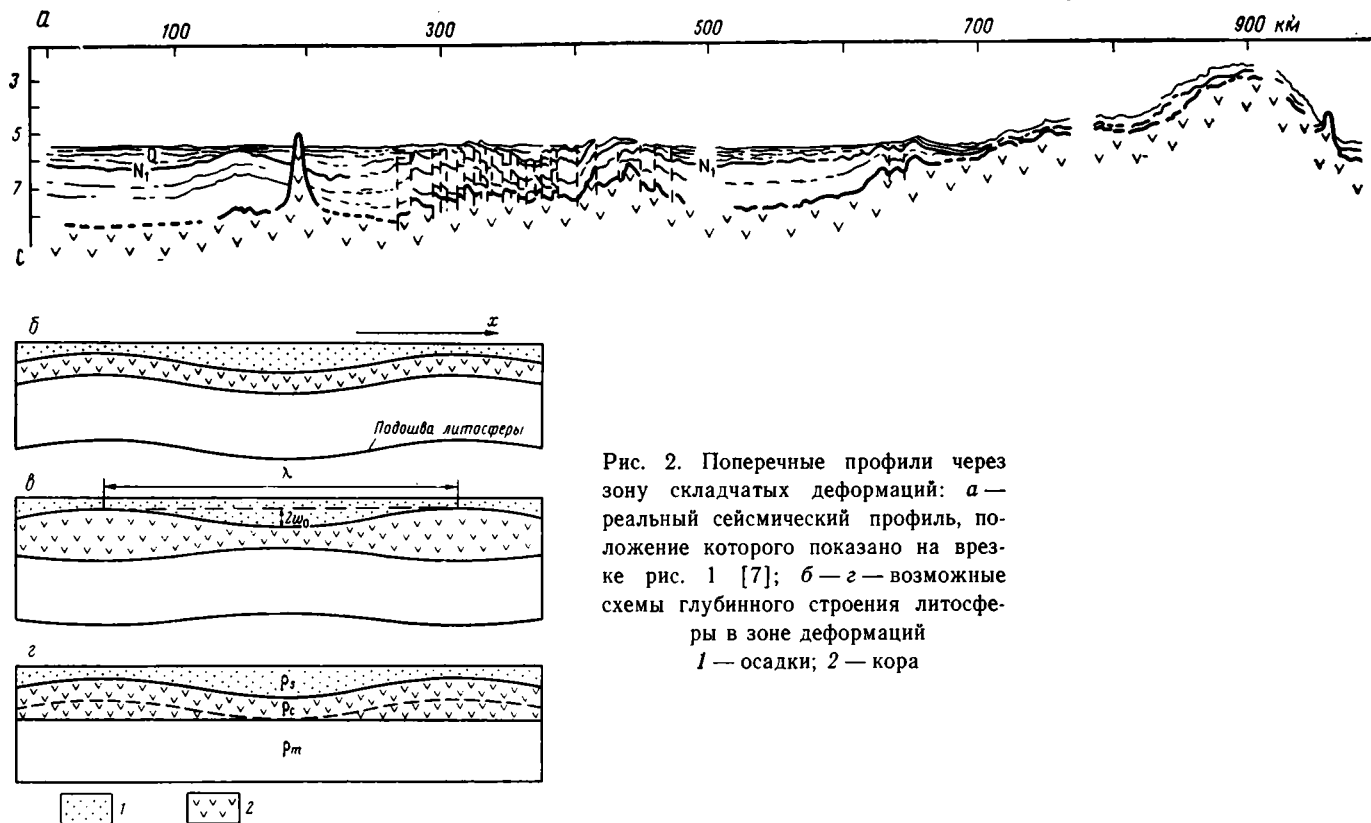


Рис. 2. Поперечные профили через зону складчатых деформаций: *a* — реальный сейсмический профиль, положение которого показано на врезке рис. 1 [7]; *b* — *c* — возможные схемы глубинного строения литосферы в зоне деформаций  
1 — осадки; 2 — кора

деформация сосредоточена на уровне коры. В последнем случае наблюдаемый рельеф поверхности фундамента должен быть обусловлен неравномерным скучиванием коры или изгибом ее верхней части, «плавающей» на смазочном слое. Различие этих моделей существенно с точки зрения гравитационного эффекта зоны деформации. Оценим его. Для этого рассмотрим три схемы строения литосферы в зоне деформации (см. рис. 2, б—г). Схема на рис. 2, б соответствует первой модели (модели изгиба всей литосферы), а рис. 2, в, г — второй. Заметим, что схема на рис. 2, в подходит также для «магматического» механизма развития складчатости в Индийском океане за счет внедрения в кору сиалического материала из верхней мантии, предложенного в работе [7].

Будем описывать поверхность фундамента синусоидой  $w = w_0 \sin \frac{2\pi x}{\lambda}$

с амплитудой  $w_0$  и длиной волны  $\lambda$ . Примем также, что ундуляции поверхности фундамента полностью сnivelированы осадочным чехлом (см. рис. 2, б—г). Гравитационную аномалию в свободном воздухе  $\Delta g$  над плитой, состоящей из трех слоев, — осадочного, корового и мантийного, можно представить в виде суммы эффектов  $\Delta g_s$ ,  $\Delta g_c$ ,  $\Delta g_m$ , соответственно от рельефа дна и границ: осадочный чехол — фундамент, кора — мантия:

$$\Delta g = \Delta g_s + \Delta g_c + \Delta g_m. \quad (1)$$

Поскольку в рассматриваемых моделях рельеф дна отсутствует, то  $\Delta g_s = 0$ . Остальные члены в (1) можно записать [8]:

$$\Delta g_c = 2\pi G (\rho_c - \rho_s) w_c \exp(-2\pi h_c/\lambda);$$

$$\Delta g_m = 2\pi G (\rho_m - \rho_c) w_m \exp(-2\pi h_m/\lambda),$$

где  $\rho_s$ ,  $\rho_c$ ,  $\rho_m$  — плотности осадков, коры и мантии;  $w_c$ ,  $w_m$  — рельеф поверхности и подошвы коры;  $h_c$ ,  $h_m$  — средняя глубина поверхности и подошвы коры относительно уровня моря;  $G$  — гравитационная постоянная.

Для первой модели (изгиб литосферной плиты, см. рис. 2, б) имеем:  $w_c^{(1)} = w_m^{(1)} = w_0 \sin 2\pi x/\lambda$  (верхние индексы «1» и далее «2», «3» отвечают соответственно схемам на рис. 2, б—г). Поэтому гравитационная аномалия в этом случае запишется

$$\Delta g^{(1)} = 2\pi G w_0 \sin 2\pi x/\lambda \left[ (\rho_c - \rho_s) \exp(-2\pi h_c/\lambda) + (\rho_m - \rho_c) \exp(-2\pi h_m/\lambda) \right]. \quad (2)$$

Для второй схемы (скучивание коры, см. рис. 2, в), как и для первой,  $w_c^{(2)} = w_0 \sin 2\pi x/\lambda$ , однако рельеф подошвы коры  $w_m^{(2)}$  в этом случае не параллелен поверхности фундамента. Он может быть определен в рамках упругой модели литосферы, подстилаемой эффективно жидким основанием, решением уравнения равновесия плиты [8]:

$$\mathcal{D} d^4 w_m^{(2)}/dx^4 + (\rho_m - \rho_c) g w_m^{(2)} = q_n,$$

где  $\mathcal{D}$  — изгибная жесткость литосферы;  $q_n$  — вертикальная нагрузка, которая в нашем случае записывается:  $q_n = -g w_0 (\rho_c \sin 2\pi x/\lambda - \rho_s \sin 2\pi x/\lambda + \rho_s)$ . Решение имеет вид:

$$w_m^{(2)} = w_0 \sin 2\pi x/\lambda \frac{\rho_s - \rho_c}{\frac{\mathcal{D}}{g} \left( \frac{2\pi}{\lambda} \right)^4 + \rho_m - \rho_c} - \frac{\rho_s}{\rho_m - \rho_c} w_0. \quad (3)$$

Поэтому для  $\Delta g^{(2)}$  получаем

$$\Delta g^{(2)} = 2\pi G w_0 \sin \frac{2\pi x}{\lambda} \left[ (\rho_c - \rho_s) \exp(-2\pi h_c/\lambda) - (\rho_m - \rho_c) \frac{\rho_c - \rho_s}{\frac{\mathcal{D}}{g} \left( \frac{2\pi}{\lambda} \right)^4 + \rho_m - \rho_c} \exp\left(-\frac{2\pi h_m}{\lambda}\right) \right] \quad (4)$$

(здесь опущен постоянный член в (3)). Наконец, для третьей схемы (см. рис. 2, з):  $\omega_c^{(3)} = \omega_0 \sin 2\pi x/\lambda$ ;  $\omega_m^{(3)} = 0$ , следовательно:

$$\Delta g^{(3)} = 2\pi G \omega_0 \sin 2\pi x/\lambda (\rho_c - \rho_s) \exp(-2\pi h_c/\lambda). \quad (5)$$

Подставляя в (2), (4), (5) значения параметров:  $\mathcal{D} = 2 \cdot 10^{23}$  нм [8];  $\rho_s = 2,4 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>;  $\rho_c = 2,8 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>;  $\rho_m = 3,3 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>;  $\omega_0 = 10^3$  м;  $\lambda = 2 \cdot 10^5$  м;  $h_c = 6 \cdot 10^3$  м;  $h_m = 1,3 \cdot 10^4$  м;  $G = 6,67 \cdot 10^{-11}$  нм<sup>2</sup>/кг<sup>2</sup>, получим:  $\Delta g^{(1)} = 27,8 \sin \frac{2\pi x}{\lambda}$ ;  $\Delta g^{(2)} = 13,5 \sin \frac{2\pi x}{\lambda}$ ;  $\Delta g^{(3)} = 13,9 \sin \frac{2\pi x}{\lambda}$  (мГал).

Максимальный перепад значений гравитационных аномалий равен соответственно:  $\Delta g_0^{(1)} = 55$  мГал;  $\Delta g_0^{(2)} = 27$  мГал;  $\Delta g_0^{(3)} = 28$  мГал. В природе эта величина составляет, как отмечалось, 30—80 мГал [17]. Естественно, рассмотренные плотностные схемы литосферы являются весьма грубыми и могут лишь очень приближенно отражать реальную ситуацию. Тем не менее проведенный на их основе анализ позволяет предполагать, что модель изгиба всей плиты более вероятна (две другие модели не «обеспечивают» наблюдаемые высокие перепады  $\Delta g$ ). Однако эта модель приводит, как отмечалось, к противоречиям при попытках объяснить генеральный рельеф поверхности фундамента в складчатой области на количественном уровне. По-видимому, дело здесь в неприменимости упругой модели для исследования устойчивости литосферной плиты в условиях бокового сжатия. Очевидно, что неустойчивость реальной литосферы если и может наступать, то только после превышения предела ее текучести, т. е. в упругопластическом режиме деформирования.

В рамках упругопластической модели плиты не удастся провести столь же простой, как и для модели линейно-упругого тела, теоретический анализ ее изгибающей устойчивости и, тем более, исследовать дальнейшее развитие деформаций вплоть до разрушения литосферы. Поэтому нами эта задача решалась экспериментально с помощью физического моделирования. Моделировалось горизонтальное осевое сжатие упругопластической плиты, подстилаемой винклеровским (жидким) основанием — астеносферой. Параметры модели выбирались с учетом критериев подобия [10]:

$$\tau_s/(\rho_s g H) = \text{const}; E/(\rho_s g H) = \text{const}; \rho_s/\rho_a = \text{const}$$

и составляли:  $\tau_s^* = 5-10$  Па;  $E^* = 1-2 \cdot 10^8$  Па;  $H^* = (1-2) \cdot 10^{-2}$  м;  $\rho_s^* = \rho_a^* = (0,86-1) \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. Этим параметрам в природе соответствуют средние значения:  $\tau_s^0 = 1,1 \cdot 10^8$  Па;  $E^0 = 2,1 \cdot 10^{10}$  Па;  $H^0 = 6 \cdot 10^4$  м;  $\rho_s^0 = \rho_a^0 = 3,3 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>. Здесь  $\tau_s$ ,  $E$ ,  $\rho_s$ ,  $H$  — предел текучести на сдвиг, модуль упругости, плотность и толщина литосферы соответственно;  $\rho_a$  — плотность астеносферы;  $g$  — ускорение свободного падения; индексы «0» и «\*» означают соответственно оригинал и модель. Экспериментальная установка, модельные материалы и методика постановки аналогичных экспериментов описаны в работе [10].

Всего при различных условиях проведено около 50 опытов. На рис. 3 показан результат одного из них. В этом опыте сжатию подвергается «двумерный» образец, состоящий из двух участков с различной толщиной. Тонкий участок моделирует исследуемую океаническую, а толстый — континентальную (Индийский блок) литосферу. Сжатие осуществлялось поршнем, движущимся справа (см. рис. 3, а) с постоянной скоростью. Трение боковых граней плиты о стенки установки (ванночки), за исключением небольшого участка тонкой плиты у ее левого края, сведено практически к нулю.

На начальной стадии эксперимента происходит равномерное по всей длине вначале упругое, а затем пластическое сжатие тонкого участка образца. На его поверхности при этом возникают мелкомасштабные нарушения и неоднородности. Затем начинает развиваться неустойчивость, выражающаяся в потере «океанической» плитой плоской формы и ее изгибе (см. рис. 3, б). С течением времени амплитуда изгиба увеличивается, а длина его волны  $\lambda$  несколько уменьшается. Значение  $\lambda$  в

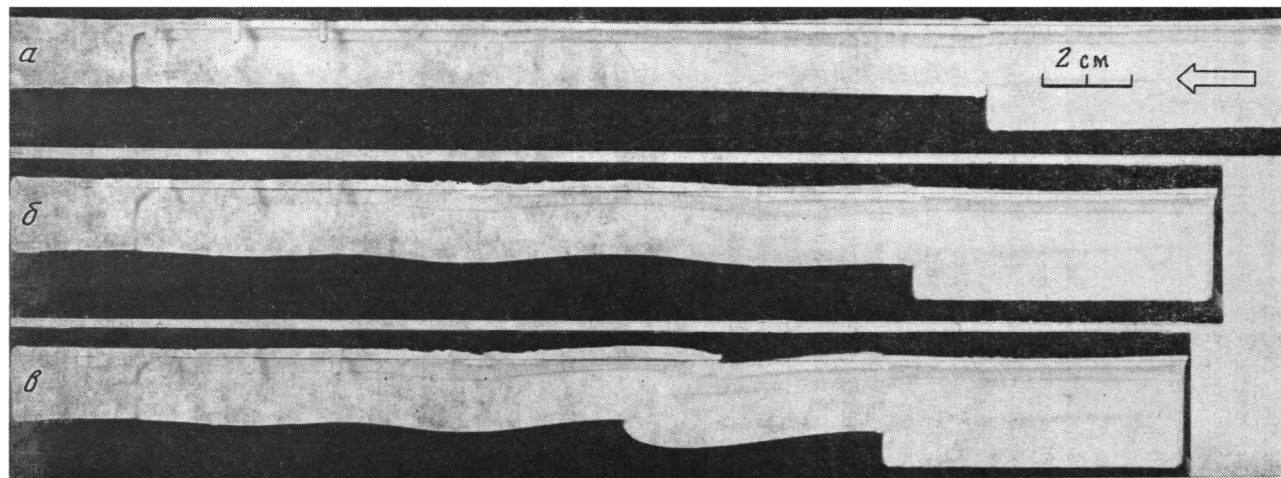


Рис. 3. Развитие деформаций «двумерной» модельной плиты в условиях осевого сжатия



пересчете на природу составляет в среднем около 200 км. По мере развития процесса растет количество нарушений на поверхности плиты и их размеры. Местами (в прогибах) эти нарушения превращаются в явные взбросы, ориентированные перпендикулярно оси сжатия. На некоторой стадии опыта деформация локализуется на участке, захватывающем два фронтальных поднятия и заключенный между ними прогиб, которые обычно имеют максимальную амплитуду и минимальную ширину [12]. В нем происходит особенно интенсивное развитие упомянутых взбросов. При этом на остальных участках «океанической» плиты деформации затухают или прекращаются совсем. В зоне локализации постепенно формируется поперечный наклонный разрыв, пересекающий всю плиту (см. рис. 3, в). Дальнейшее сжатие приводит к развитию поддвига.

Разрыв, на котором закладывается зона поддвига, может быть наклонен как в сторону континента, так и от него, по-видимому, с равной вероятностью. В некоторых опытах в образцах вдоль их оси, параллельной вектору сжатия, задавался вертикальный «трансформный» разлом. Иногда получалось, что по разные стороны разлома подвиг закладывался в разные стороны. Однако зона локализации деформации, в которой образовывались разрывы, дающие начало поддвигу, была единой. Ее положение определяется геометрией (поперечным сечением) и свойствами литосферы, а также наличием на ее поверхности неравномерной нагрузки осадочного материала (параметрами этой нагрузки). Проводились опыты, в которых в области «пассивной окраины континента» на «океаническую» плиту помещался клин осадочного материала. В них потеря устойчивости и локализация деформации тонкой плиты происходили значительно дальше от окраины континента (за пределами клина), чем на рис. 3 [12].

На начальных стадиях описанных опытов (до начала разрушения образца) на тонком участке плиты действуют горизонтальные сжимающие напряжения, близкие к пределу текучести материала на сжатие  $\sigma_c$ . В процессе разрушения напряжения падают до значения около  $0,3 \sigma_c$ , необходимого для поддержания поддвига. Отметим, что при определенных условиях (в частности, при  $\rho_l > \rho_a$ ) подвиг может происходить вообще без сжатия или даже в условиях растяжения [11].

Более сложная картина деформации «литосферы» получается при моделировании трехмерной ситуации, когда задается близкая к реальной конфигурация континентальной окраины (зоны перехода от толстой плиты к тонкой) и границ деформируемой океанической литосферы. Один из таких экспериментов показан на рис. 4. Исследуемая северо-западная часть Индо-Австралийской плиты в модели представляет собой сплошной слой. Его область, соответствующая Индостану, имеет повышенные толщину и прочность. На севере, точнее, на северо-западе (см. направление на север на рис. 4, а), плита (слой) упирается в жесткий упор (стенку ванночки), а ее восточная и западная границы, соответствующие Зондскому желобу и Аравийско-Индийскому хребту, являются свободными (вдоль них толщина слоя равна нулю и жидкая «мантия» подходит к поверхности). Сжатие осуществляется поршнем, движущимся с юго-востока с постоянной скоростью (см. рис. 4, а).

Как и в описанных выше экспериментах, на начальной стадии этого опыта происходит пластическое сжатие плиты, однако не равномерно по всей площади, а более интенсивно в области, прилегающей с юга к Индийскому блоку. Затем в этой области (она приближенно оконтурена точечной линией на рис. 4, а) начинает развиваться изгибная неустойчивость. При этом отчетливо проявляются две фронтальные складки. Они имеют слегка дугообразное простирание, огибающее «Индостан». Складки затухают в направлении к юго-западной и северо-восточной границам очерченной на рис. 4, а области. Дальнейшее развитие неустойчивости идет приблизительно по такой же схеме, как и в описанном опыте на рис. 3. В прогибах возникают мелкие взбросы (они не видны на фото), а затем в некоторых из них происходит локализация де-

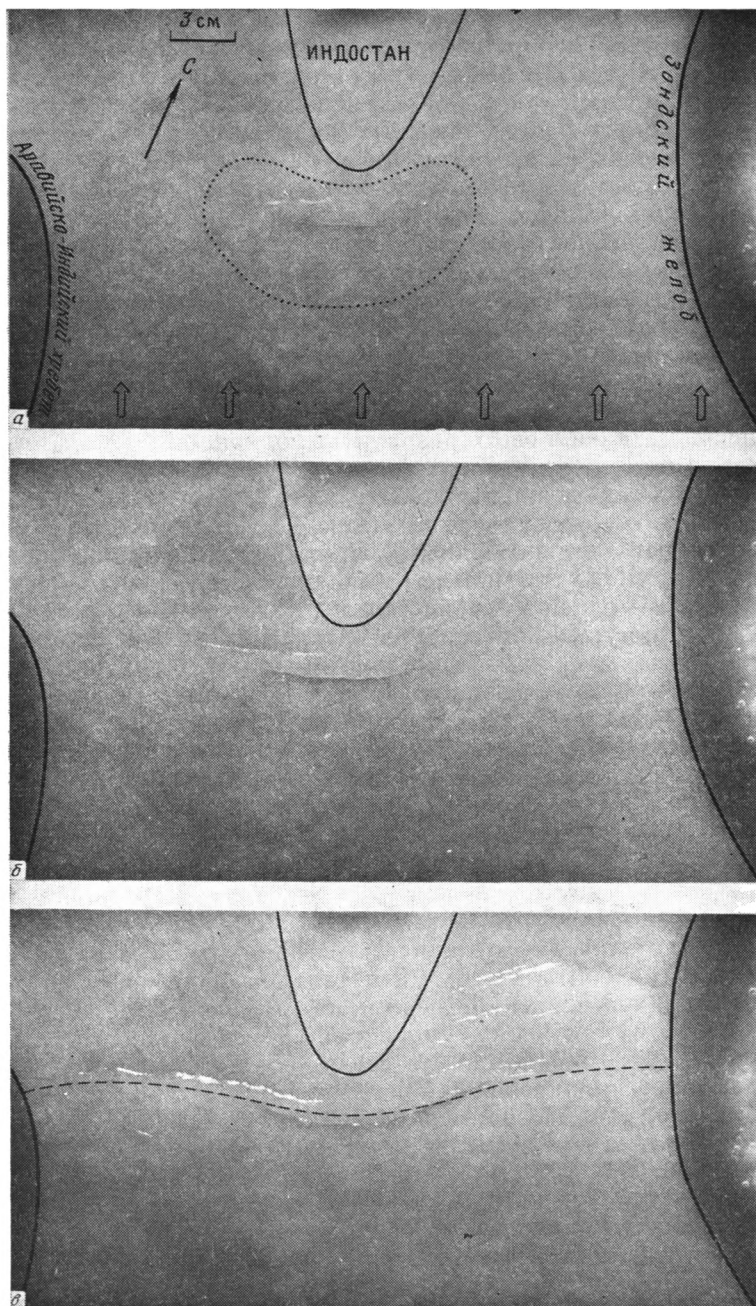


Рис. 4. Деформации трехмерной модели северо-западной части Индо-Австралийской плиты  
Темные и светлые линии на фото — разломы (взбросы), пересекающие всю по толщине плиту, наклоненные соответственно к югу и северу

формации. Далее начинается постепенное разрушение «океанической литосферы» в зонах локализации путем образования в них наклонных разломов на всю толщину плиты. В отличие от опыта на рис. 3, они возникают в разных местах и могут быть наклонены в противоположные стороны. На рис. 4, а, б видны два разлома, образовавшиеся по разные стороны одного поднятия, наклоненные в разные стороны (см. подпись к рис. 4). Такое «неправильное» заложение разломов характерно для трехмерных моделей. При дальнейшем сжатии по возникшим разломам происходит развитие надвиговых (поддвиговых) смещений, а сами раз-

ломы при этом растут по простиранию (см. рис. 4, б). По мере их роста проявляется неустойчивость плиты (ее изгиб) по бокам зоны развития разломов (между ней и боковыми границами плиты). Возникающие здесь складки ориентированы перпендикулярно оси сжатия и не подчиняются простиранию более «древних» складок центральной зоны. На фоне этого процесса (роста разломов и развития новой складчатости) в некоторый момент времени возникают и затем затухают разломы с восточной стороны «Индостана» (см. рис. 4, в). Далее разломы образуются и по бокам центральной зоны в соответствии с простиранием развивающихся здесь складок. Эти разломы, взаимодействуя с разломами, растущими из центральной зоны, и привели в итоге к окончательному оформлению новой конвергентной границы плит (ее конфигурация приблизительно показана на рис. 4, в пунктирной линией). Эта граница как единая зона однонаправленного поддвига сформировалась не сразу, а через серию перестроек локальных зон поддвига, заложившихся на отдельных разломах и имевших различную полярность.

Следует отметить, что основная описанная выше последовательность событий повторялась от опыта к опыту. В то же время нюансы модельного процесса, такие, как точное положение возникающих разломов, направление их наклона, последовательность происходящих перестроек, могли не повторяться. Эти нюансы весьма чувствительны к различным неоднородностям модели, случайным или создаваемым специально. Например, если в центральной зоне, где развивается складчатость на начальной стадии опыта, предварительно задать неоднородность в виде небольшого участка с измененной прочностью (имеется в виду поднятие Афанасия Никитина), то в его окрестности в процессе опыта произойдет концентрация деформаций и изменится положение и простирание образующихся здесь при «нормальных» условиях разломов.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Прежде всего отметим два важных следствия, вытекающих из проведенного моделирования. Во-первых, опыты показали, что при существующих оценках значений механических параметров верхней мантии под действием горизонтального сжатия возможен волнообразный изгиб литосферы с длиной волны  $\lambda$  в первые сотни километров. Изгиб плиты приводит к соответствующим ундуляциям ее поверхности. Учитывая, что внутриплитовые деформации в северо-восточной части Индийского океана развиваются в условиях (в результате) действия горизонтальных сжимающих сил, о чем свидетельствуют сейсмические и сейсмологические данные, этот вывод позволяет считать, что происхождение длинноволновых (с  $\lambda = 100\text{—}300$  км) складок поверхности фундамента и нижних слоев осадочного чехла на севере Центральной котловины обусловлено в основном изгибом всей по толщине литосферы. В пользу такого вывода свидетельствуют и гравиметрические данные. Вместе с этим необходимо учитывать, что сильное пластическое сжатие литосферы, особенно в зонах локализации деформации, в реальных условиях должно сопровождаться расслоением плиты и дифференцированным деформированием отдельных ее слоев [6]. Можно ожидать, в частности, что благодаря этим эффектам в прогибах литосферы (зонах локализации) будут возникать вторичные формы рельефа, связанные со вспучиванием верхних слоев [12].

Во-вторых, казалось, что модели сжатия и изгиба литосферы противоречит тот факт, что деформации Индо-Австралийской плиты явно концентрируются в весьма ограниченной по размерам области, поскольку после столкновения Индии с Евразией сжиматься должна вся плита или во всяком случае ее значительная северо-западная часть. Опыты показали, что такая концентрация может быть следствием неоднородности Индо-Австралийской плиты — клинообразной формы более прочного и толстого Индийского блока, впаянного в океаническую литосферу. В связи с этим отпадает необходимость поиска локальных механизмов:

деформации типа массового внедрения в кору в зоне развития складок магматического материала из глубин мантии.

Следует отметить, что в опытах область концентрации деформаций (складчатости) возникает севернее (ближе к Индии), чем в природе. Это, вероятно, следствие того, что действительные размеры более мощного и прочного Индийского литосферного блока больше Индии. Его юго-восточную границу следует проводить, по-видимому, в районе погребенных поднятий фундамента, протягивающихся от Каморинского хребта к хребту  $85^\circ$  в. д., окаймляющих южную часть Индостана и о-ва Шри-Ланка [2, 3] (см. рис. 1). Кроме этого, удалению области складчато-разрывных деформаций от Индостана способствуют окружающий его мощный клин осадков и общее уменьшение толщины (возраста) океанической литосферы в стороны от Индии. Проводились опыты, в которых размеры более прочного и толстого Индийского блока задавались большими. Это приводило к увеличению размеров области концентрации деформации и ее смещению в юго-восточном направлении.

Перейдем теперь к более детальному анализу на основе полученных результатов данных о строении и развитии северо-западной части Индо-Австралийской плиты. Сценарий происходивших здесь событий можно представить следующим образом. Под влиянием мантийных течений и (или) под действием других сил Индо-Австралийская плита двигалась в северном направлении. До столкновения Индии с Евразией это движение компенсировалось субдукцией океанической литосферы на севере под Азию (закрытием океана Тетис), а на северо-востоке под Зондскую островную дугу [1]. В это время горизонтальные сжимающие напряжения в Индо-Австралийской плите должны были быть незначительными, так как поддвиг океанической литосферы не требует сильного сжатия [11]. В эоцене началась коллизия континентов. По мере ее развития уменьшалась скорость внедрения Индостана в Евразию и увеличивалось субмеридиональное (северо-западное) сжатие взаимодействующих плит. В какой-то момент времени постепенно увеличивающееся сжатие Индо-Австралийской плиты достигло на ее океаническом участке предела прочности малопрочных верхних хрупких слоев коры. В результате начали образовываться разломы взбросового типа, ориентированные субперпендикулярно оси сжатия. Затем на отдельных участках океанической литосферы произошло превышение предела текучести плиты по всей толщине. Здесь на фоне пластического сжатия нижних и средних горизонтов литосферы взбросообразование в верхних слоях стало особенно интенсивным. Эти участки определяются многими факторами. В частности, возникшими в процессе предшествующей эволюции неоднородностями литосферы, взаимным расположением этих неоднородностей, определяющим зоны концентрации напряжений в плите и др. Такой зоной, как показали модельные опыты, является участок Индо-Австралийской плиты, прилегающий к южной окраине Индийского континентального блока. Судя по имеющимся данным, концентраторами деформации являются (являлись) также неоднородности (по-видимому, ослабления) литосферы, морфологически выраженные Восточно-Индийским хребтом, хребтом Ланка и др. (см. рис. 1). Кроме этого, необходимо учитывать, что сжатие на различных участках Индо-Австралийской плиты не одинаковое, а меняется как по величине, так и по направлению. Эти изменения определяются неоднородностями течений в мантии (если считать их движущим механизмом), изменением толщины плиты в зависимости от возраста, наличием глубоких литосферных корней континентальных блоков, на которых происходит торможение или, наоборот, ускорение горизонтального движения литосферы, а также неправильной дугообразной формой Индо-Австралийской плиты (см. рис. 1). Благодаря такой форме северо-западное сжатие литосферы обуславливает действие в плите крутящего момента, приводящего к более сильному сжатию ее северо-восточной части по сравнению с юго-западной (здесь возможно даже растяжение).

По мере развития коллизии все более отчетливо проявлялась область концентрации деформации, примыкающая к Индийскому блоку с юга и протягивающаяся в северо-восточном направлении, возможно, до границ плиты. В раннем миоцене в центральной части этой области начала развиваться изгибная неустойчивость литосферы, приводящая к появлению складок фундамента. Изгиб плиты сопровождался дальнейшим развитием старых разломов (взбросов) в ее верхних слоях и появлением новых. Происходил рост амплитуды складок и некоторое уменьшение расстояния между ними. Этот процесс осложнялся наличием в рассматриваемом районе древних меридиональных трансформных разломов (см. рис. 1), делящих плиту на несколько полос. Эти полосы деформировались в какой-то степени независимо (деформации отдельной полосы показаны на рис. 3), обуславливая сдвиг фазы изгиба при переходе через разлом (такой сдвиг как будто фиксируется в действительности [3, 17]). Существенную роль играла (играет) неоднородность литосферы, связанная с поднятием Афанасия Никитина. В его окрестности, а возможно, и на нем самом происходит локальная концентрация деформации, искажающая общую картину разломов и складок (см. врезку на рис. 1).

Процесс развития неустойчивости литосферы в северной части Центральной котловины подошел, по-видимому, к стадии локализации деформации. Об этом свидетельствует наличие участков с явно повышенной концентрацией нарушений коры (см. рис. 2, а). Затем интенсивность деформации резко упала. Это произошло, по разным оценкам, 5—10 млн. лет назад [2, 17]. Затухание деформаций обусловлено, по-видимому, уменьшением сжатия. Причины такого уменьшения остаются не совсем ясными. Возможно, они связаны с периодическим изменением (неустойчивостью) режима течений в мантии, а возможно, с динамикой самой литосферы. Процесс ее деформации в коллизионных зонах сам по себе является, по-видимому, неустойчивым. Для его развития, сопровождающегося сокращением поверхности, требуется периодическое разрушение прочных центральных слоев литосферы. Перед такими периодами происходит накопление напряжений сжатия во взаимодействующих плитах, а в процессе разрушения — их разгрузка. Этот процесс (разрушение) длится миллионы лет, развиваясь по механизму локализации деформации, и может приводить к ускорению горизонтального сокращения (скупивания) разрушаемых прочных мантийных слоев литосферы и малопрочного корового материала. Затем напряжения опять нарастают. Такая схема вытекает из результатов моделирования соответствующих ситуаций. Ее привлекательность в данном случае состоит в том, что она позволяет дать объяснение казавшемуся противоречивым факту: тектоническое затишье в Центральной котловине сопровождается продолжением интенсивного роста Гималайского сооружения [9].

В любом случае геологические данные свидетельствуют о том, что периодическое усиление и ослабление сжатия литосферы характерно для коллизионных обстановок [2]. Поэтому можно ожидать, что наступит новая фаза сильного сжатия Индо-Австралийской плиты и процесс ее деформации в Центральной и Кокосовой котловинах получит дальнейшее развитие. Возможно, что эта фаза уже началась, и высокая современная сейсмическая активность в Индийском океане является отражением усиливающегося сжатия.

Продолжение северо-восточного сжатия Индо-Австралийской плиты будет сопровождаться дальнейшим сужением зон локализации деформации и соответственно увеличением интенсивности деформации в них, приводя к образованию наклонных разрывов на всю толщину плиты. При этом будут усиливаться деформации по бокам складчатой зоны. Здесь и севернее (с восточной стороны Индии) начнут формироваться глубинные разрывы северо-восточного простирания. Более мелкие нарушения развиваются здесь в настоящее время. Они проявлены в северной части Восточно-Индийского хребта (см. рис. 1) и есть, по-видимому, в сейсмически активном Бенгальском заливе, однако там они

скрыты мощным слоем осадков. В результате развития и взаимодействия всех этих разрывов и закладывающихся на них локальных зон подвига произойдет окончательное оформление новой конвергентной границы плит северо-восточного простирания, которая соединит северо-западную часть Зондской дуги с Аравийско-Индийским хребтом (см. рис. 1).

#### Литература

1. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
2. Казьмин В. Г., Левченко О. В. Деформации океанической литосферы в процессе столкновения литосферных плит (на примере Центральной котловины Индийского океана)//Геология морей и океанов. М.: ИО АН СССР, 1986. 32—33 с.
3. Левченко О. В. Геологическое строение области внутриплитовых деформаций в Центральной котловине Индийского океана: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: ИО АН СССР, 1986. 205 с.
4. Левченко О. В., Мерклин Л. Р., Непрочнов Ю. П. Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана//Геотектоника. 1985. № 1. С. 15—23.
5. Лобковский Л. И. Схема двухмасштабной двухъярусной тектоники плит и внутриплитовые деформации земной коры//Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 1. С. 62—67.
6. Пейве А. В., Пушаровский Ю. М. Теоретические проблемы геологии океанов//Природа. 1982. № 1. С. 30—41.
7. Сычев П. М., Воробьев В. М., Лютая Л. М. и др. Складчатые деформации осадочного чехла юго-запада Бенгальского залива//Тихоокеан. геология. 1987. № 1. С. 25—37.
8. Туркот Д. Л., Шуберт Д. Геодинамика. Т. I. М.: Мир, 1985. 374 с.
9. Хаин В. Е. Региональная геотектоника: Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
10. Шеменда А. И. Условия и некоторые результаты физического моделирования деформаций литосферы//Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1984. С. 27—46.
11. Шеменда А. И. Моделирование механизма раскрытия некоторых типов краевых морей//Океанология. 1985. № 2. С. 265—273.
12. Шеменда А. И. Результаты физического моделирования горизонтального сжатия литосферы//Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 2. С. 78—83.
13. Minster J. B., Jordan J. H. Present-day plate motion//J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 5331—5354.
14. Powell C. M., Conaghan P. G. Plate tectonics and Himalayas//Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 20. P. 403—412.
15. Stein S., Okal E. A. Seismicity and tectonics of the Ninetyeast ridge area: Evidence for internal deformation of the Indian plate//J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 2233—2245.
16. Sykes L. R. Seismicity of the Indian Ocean and a possible nascent island arc between Ceylon and Australia//J. Geophys. Res. 1970. V. 75. P. 5041—5055.
17. Weissel J. K., Anderson R. N., Geller C. A. Deformation of the Indo-Australian plate//Nature. 1980. V. 287. P. 284—291.
18. Wiens D. A., Stein S., Demets C. et al. Plate tectonic models for Indian ocean «intra-plate» deformation//Tectonophysics. 1986. V. 132. P. 37—48.

Музей земледения МГУ,  
Москва, 117234

Поступила в редакцию  
10.XII.1987

УДК 551.24 : 551.462 (268.3)

КЛИТИН К. А.

**СТРОЕНИЕ СКАНДИНАВСКОГО ПЕРИОКЕАНИЧЕСКОГО ПРОГИБА И ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА ВЁРИНГ**

Сейсмические материалы и данные глубоководного бурения позволили раскрыть строение Скандинавского периокеанического прогиба и выступа фундамента Вёринг. Первый сложен мощными толщами триасово-юрских и меловых образований, перекрытых менее мощными слоями кайнозойских отложений. Фундамент выступа Вёринг состоит из слоистых толентов и андезитов, подстилаемых, вероятно, породами утоненной консолидированной коры.

За последние 15 лет появился принципиально новый геолого-геофизический материал, позволяющий объективно раскрыть строение дна акватории Атлантического океана, сопряженной со Скандинавским полуостровом. На ней проведены высококачественные сейсмические исследования МОГТ, ГСЗ и широкоугольного профилирования [7—11, 16]. Пробурены глубоководные скважины с научных судов «Гломар Челленджер» [7] и «Джойдес Резолюшн» [14, 19] и проведено поисковое бурение [12, 25]. Прискандинавский шельф с глубиной до 200 м достигает в поперечнике 150—200 км (рис. 1). За его бровкой начинается относительно пологий континентальный склон, в пределах которого морское дно погружается на северо-запад до 1000 м. Он переходит в подводное плато Вёринг, околнуренное изобатой 1000 м. Плато имеет выпуклую в сторону моря форму. Его площадь составляет около 35 000 км<sup>2</sup>.

Шельф и внутреннюю часть плато Вёринг занимает Скандинавский периокеанический прогиб. Внешняя часть плато принадлежит одноименному выступу фундамента. Они разделены невысоким (50—100 м) эскарпом.

**Скандинавский периокеанический прогиб** (рис. 2, см. рис. 1) протягивается вдоль побережья Норвегии на расстоянии 800 км при ширине 300—400 км. Он выполнен мезозойскими, кайнозойскими и, возможно, верхнепалеозойскими осадочными отложениями. Скандинавский прогиб на северо-востоке сужается до 100 км и переходит в Западно-Баренцевский периокеанический прогиб, а к юго-западу — в Североморский прогиб. От фундамента норвежских каледонид юго-восточный борт прогиба отделяется разломами. Наиболее крупные разломы (Вёринг, Мёре) совпадают с эскарпом плато Вёринг. В Скандинавском прогибе намечаются две крупные части, разделенные разломами северо-восточного простирания [17, 21]. Юго-восточную часть составляет мульда Тронделаг. Она занимает шельф и именуется «платформой Тронделаг». Северо-западную часть Скандинавского прогиба составляют мульды Вёринг и Мёре (см. рис. 1).

Верхняя часть разреза Скандинавского прогиба повсеместно сложена кластическими отложениями кайнозойского комплекса мощностью до 2—3 км (см. рис. 2). На горстовых поднятиях мощность сокращается до 1—1,5 км. Скорость продольных волн в отложениях кайнозоя достигает 2—2,5 км/с. Кайнозойский комплекс в мульдах Вёринг и Мёре разделяется на подкомплексы. Верхний подкомплекс составляют песчано-сланцевые отложения миоцен-четвертичного возраста мощностью до 600—800 м. Четвертичные отложения (до 400 м) в нем представлены темными глинами, нередко кремнистыми, ледниковыми валунами, чередующимися с межледниковыми горизонтами карбонатных глин. Средний подкомплекс сложен верхнеэоценовыми турбидитами и глинами мощностью до

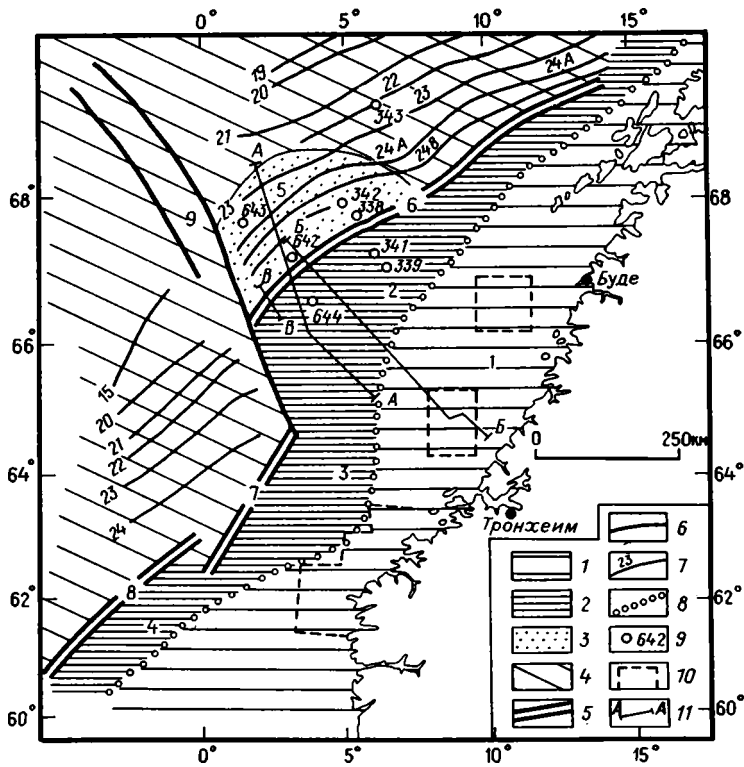


Рис. 1. Структурная схема соотношения Скандинавского перикратонного прогиба и выступа Вёринг

1, 2 — Скандинавский периокеанический прогиб: 1 — юго-восточная часть, выполненная в основном триасово-юрскими осадочными образованиями, 2 — северо-западная часть, выполненная меловыми осадочными образованиями с горизонтами вулканогенных пород; 3 — выступ акустического фундамента плато Вёринг; 4 — глубоководный океанический бассейн Норвежской и Лофотенской котловин; 5 — зона разломов северо-западной окраины Скандинавского прогиба; 6 — разломы; 7 — магнитные аномалии и их номера; 8 — бровка шельфа; 9 — глубоководные скважины и их номера; 10 — площади поискового бурения; 11 — сейсмические профили, приведенные на рис. 2—4. Цифрами обозначены: 1—4 — мульды: 1 — Тронделаг, 2 — Вёринг, 3 — Мёре, 4 — Западно-Шетландская; 5 — выступ Вёринг; 6—8 — разломы: 6 — Вёринг, 7 — Мёре, 8 — Западно-Шетландский

500—800 м. На западе он содержит горизонты базальтов. Нижний подкомплекс представлен палеоценовыми и нижнеэоценовыми терригенными породами мощностью до 800—1000 м. Местами на западе он содержит горизонты базальтов. Хорошо диагностируются нижнеэоценовые покровы и горизонты туфов. Они были обнаружены в Скандинавском прогибе на расстоянии 100—120 км от эскарпа Вёринг. Отдельные их горизонты являются хорошими маркерами при структурных построениях. К кайнозойским отложениям приурочены клиноформные тела комплекса бокового наращивания. Они под углами 1—6° погружаются и постепенно затухают к северо-западу. Ледниковые отложения, представленные глинами и конгломератами, повсеместно распространены на территории Скандинавского прогиба. В нижнем подкомплексе вблизи плато Вёринг обнаружено крупное тело мощностью до 0,8—1,0 км, которое выклинивается в юго-восточном направлении. Для него характерна направленностойкая или хаотическая сейсмическая запись. Оно интерпретируется как дельтовые отложения. По данным Хинца и др. [18], обломочный материал сносился в кайнозой со стороны резко приподнятого по разлому выступа Вёринг в Скандинавский прогиб.

Меловой комплекс сложен песчано-глинистыми породами общей мощностью до 10—11 км. В сторону эскарпа Вёринг происходит его утонение и расслаивание туфами и, вероятно, горизонтальными силлами базаль-



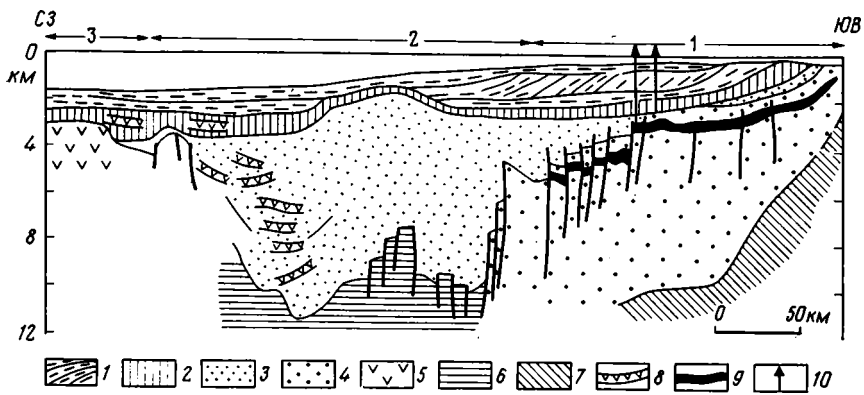


Рис. 2. Схематический разрез по линии А—А на рис. 1 по [9]  
 1—7 — породы стратиграфических подразделений: 1 — неоген-четвертичные, 2 — палеогеновые, 3 — меловые, 4 — триасово-юрские, 5 — вулканиты акустического фундамента, 6 — домеловые, 7 — доюрские; 8 — покровы и силлы внутри осадочного чехла; 9 — угленосный горизонт; 10 — скважины. Цифрами обозначены: 1, 2 — Скандинавский перикоеантический прогиб: 1 — юго-восточная часть, 2 — северо-западная часть; 3 — выступ Вёринг

тов [11, 18, 20]. Ареал площадного распространения (до 60—70 км) вулканитов сокращается снизу вверх по разрезу.

Триасово-юрский комплекс выполняет юго-восточную часть Скандинавского прогиба (мульда Тронделаг). Скорость продольных волн в нем измеряется 3,5—4 км/с. На о-ве Аннейя юрские породы мощностью до 650 м и непосредственно перекрывают гранитогнейсы каледонского фундамента [13]. В их основании обнаружена 8-метровая кора выветривания. Выше залегают грубозернистые песчаники и темные сланцы. В нижней части разреза встречаются маломощные пласты каменного угля и углистых сланцев.

Отложения юры, вскрытые многочисленными скважинами, в мульде Тронделаг сложены песчаниками и сланцами мощностью до 2 км. В основании их разреза залегают 300 м каменных углей и углистых сланцев рэт-лейасового возраста. С песчаными пластами юры связаны крупные промышленные месторождения газа и нефти [11, 12, 25]. Отложения триаса представлены песчаниками и сланцами, содержащими линзы и пласты каменной соли. На отдельных участках соль, по-видимому, имеет значительную мощность. Мощность триасовых отложений оценивается в 5—6 км.

Мезозойские слои осадочного чехла юго-восточной части Скандинавского прогиба слабо дислоцированы. Они осложнены крутыми сбросами. Кайнозойский комплекс почти не нарушен сбросами и с угловым несогласием перекрывает мезозойские породы. Северо-западная часть Скандинавского перикоеантического прогиба осложнена системой разломов (с амплитудой до 2—5 км), параллельных эскарпу Вёринг. Разломы разделяют его на горсты и грабены (рис. 3). Они распространены в меловых отложениях, но местами затрагивают и низы кайнозоя. Разломы образуют грабены Викна, Смола, Трен и горсты Норланд, Ниткан, Мельде и др. Пермские и триасовые соляные купола затрагивают кайнозойский чехол. Они широко распространены в Скандинавском прогибе. В районе горста Салта и грабена Рост развиты крупные соляные купола до 10—15 км в диаметре, образующие диапировые ядра протыкания. Иногда они сливаются в единые сложные грады.

На выступе Вёринг осадочный чехол маломощен. Вскрыты четвертичные ледниковые отложения (до 150 м), представленные темными глинами и валунами. Ниже следуют миоценовые глины и песчаники (80—200 м), сменяющиеся карбонатными глинами и песчаниками олигоцена (до 150 м). Отложения олигоцена подстилаются красными глинами, туфами, маломощными эффузивами и кремнистыми сланцами среднего

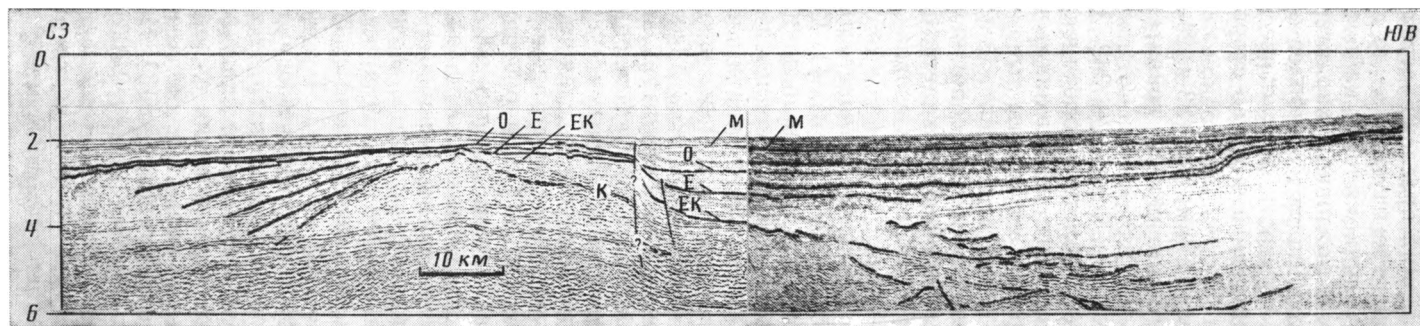


Рис. 3

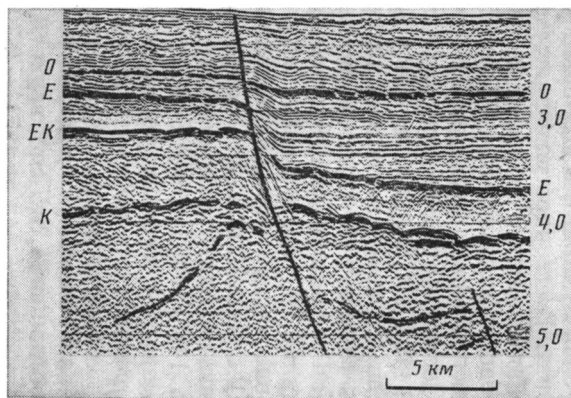


Рис. 4

Рис. 3. Временной сейсмический разрез Б—Б по [10]

Буквы на разрезе — сейсмические горизонты: М — средний миоцен, О — средний олигоцен, Е — средний эоцен, ЕК — кровля эоценовых вулканитов, К — сейсмический горизонт «К» внутри эоценовых вулканитов, С — горизонт внутри меловых отложений

Рис. 4. Фрагмент временного разреза В—В через разлом Вёринг по [10]  
Буквенные обозначения см. на рис. 3.

эоцена. Ниже идут конгломераты и песчаники нижнего эоцена (60—200 м). На подводных возвышенностях выступа Вёринг разрез осадочно-го чехла начинается обычно с отложений глин миоцена. На погружении северо-западной части выступа в 80 км от разлома Вёринг происходит быстрое утонение верхнего и среднего подкомплекса кайнозойских отложений от 600 м до 50—100 м и возрастание мощности нижнего подкомплекса до 1—1,5 км. На северо-запад последний прослеживается до Лофотенской котловины на протяжении 100 км, где опускается до глубины 2,5—3 км и выклинивается. Для нижнего подкомплекса кайнозойских отложений выступа Вёринг и Норвежской котловины характерна хаотическая слоистость, особенно ярко проявляющаяся в наиболее опущенных участках дна. Возможно, большие мощности и хаотическое внутреннее строение комплекса связаны с конусами выноса со стороны выступа Вёринг.

На выступе установлены линейные магнитные аномалии (23-я, 24-я). Он характеризуется высокими положительными значениями гравитационного поля.

Под отложениями осадочного чехла скважинами (скв. 338, 342, 343, 642) пройдены плагиоклазовые, пироксеновые базальты и брекчиевидные базальты, слагающие акустический фундамент. Поверхность его неровная с расчлененностью до 200—500 м, причем котловины выполнены конгломератами и песчаниками нижнего — среднего эоцена. Вулканизм, вероятно, был связан с глубинным разломом в зоне сопряжения выступа Вёринг со Скандинавским прогибом. Это подтверждается наклоном слоистых вулканитов и увеличением их мощности в сторону от разлома.

Акустический фундамент характеризуется отчетливой слоистостью. Слои погружаются на северо-запад под углами в 3—6° (рис. 4). Они имеют веерообразное строение и прослеживаются на расстоянии до 30—40 км [18, 21]. К северо-западу параллельная слоистость сменяется неотчетливой слоистостью и хаотичной средой. В центральной части плато Вёринг слои вулканитов по данным сейсморазведки наклонены к юго-востоку в сторону Скандинавского прогиба под углом 1—2°. Таким образом, слои вулканитов подчеркивают положительную структуру выступа Вёринг. В его ядре под слоистыми вулканитами появляется слабо выраженная слоистая среда, характеризующаяся повышенными скоростями продольных волн (5,3—6,7 км/с). Слоистая и слабослоистая части разреза акустического фундамента разделены динамически выраженным низкоскоростным отражающим горизонтом «К» [20, 21], приуроченным к пласту (16,2 м) вулканической брекчии. Он хорошо прослеживается на временных разрезах в юго-западной части выступа. В северо-западной части горизонт «К» постепенно затухает. По данным бурения судна «Джойдес Резолюшн» [14, 19] в скв. 642, расположенной в зоне магнитной аномалии 24, верхняя серия второго океанического слоя мощностью 780 м представлена чередованием покровов толентовых базальтов (120 покровов) с вулканокластическими прослоями (162 прослоя). В туфах обычны включения вулканического стекла. Нижняя серия (вскрытая мощность 146,2 м) состоит из лавовых потоков, микрокристаллических трахиандезитов и дацитов, чередующихся с туфами. В забое скважины обнаружен пласт игнимбритов (7 м), содержащих включения слюды и обломки лейкократовых гнейсов континентальной коры. Предполагается, что первичная магма была достаточно дифференцирована [13]. Первичное соотношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  верхней серии колеблется между 0,7031—0,7036, а нижней — между 0,711—0,709. Вероятно, произошло смешение основной и кислой магм. Радиологический возраст верхней части разреза базальтов [9] выступа Вёринг составляет  $46,2 \pm 2,5$  млн. лет (скв. 33) и 44 млн. лет (скв. 338), что соответствует среднему эоцену. Однако, вероятно, возраст несколько омоложен, так как перекрывающие базальные горизонты осадочного чехла по микрофауне имеют раннеэоценовый возраст. Поэтому возраст эффузивов рассматривается как раннеэоценовый [14, 19].

Присутствие континентальной коры в северо-западной части плато Вёринг предполагалось рядом советских [1, 4—8] и зарубежных [16—18] ученых. Однако большая часть исследователей [21—24] развивают идею существования под горизонтом «К» дайкового комплекса, возникшего вследствие спрединга [11, 21—23].

По сейсмическим данным, ниже осадочного чехла консолидированная кора выступа Вёринг разделяется на два слоя. Верхний из них, вскрытый скважинами, характеризуются скоростями 3,8—4,6 км/с. Он может быть отнесен ко второму океаническому слою, хотя скорость продольных волн здесь ниже средних ее значений (5 км/с) [16, 17]. Его мощность вдоль эскарпа Вёринг не превышает 1 км. В средней части выступа в 50—80 км к северо-западу от эскарпа она возрастает до 4,5—5 км, а затем вновь сокращается к окраине выступа до 1—1,5 км. Нижний слой консолидированной коры имеет скорость 5,3—6,7 км/с и мощность 6—7 км. Мощность земной коры (до горизонта со скоростью 8 км/с) составляет в районе выступа Вёринг около 12 км. Предполагается, что между слоями со скоростью 5,3—6,7 и 8 км/с располагается слой с мощностью около 2 км со скоростями продольных волн 7,1 км/с. Он представляет коромантийную смесь [11]. Слой со скоростями 5,3—6,7 км/с к юго-востоку от выступа Вёринг, по данным профилей ГСЗ и МПВ на море [21, 22] и сводного профиля «Блю Норма» [7] на суше, слагает всю консолидированную кору. На акватории Скандинавского периокеанического прогиба его мощность возрастает до 25 км, а в норвежских каледонидах и на Балтийском щите — до 40—45 км. Поэтому наиболее вероятно, что на выступе Вёринг на глубине 1,5—5 км под вулканитами второго слоя присутствуют породы утоненной (7—10 км) коры континентального типа. Об этом же свидетельствуют чешуйки слюды и обломки лейкократовых гнейсов, обнаруженных в скв. 642.

В **Норвежской и Лофотенской котловинах** мощность осадочного чехла [16, 24] в понижениях рельефа достигает 1000 м, на подводных возвышенностях он отсутствует. Поверхность акустического фундамента отличается расчлененностью, достигающей 500—1000 м. Акустический фундамент сложен, вероятно, базальтами (скорость продольных волн 4,2—4,8 км/с), слагающими второй океанический слой мощностью 2 км. Нижний слой океанической консолидированной коры мощностью 4 км имеет скорости 7,1—8,1 км/с. Предполагают [16], что он состоит из габбро. На глубине 6 км выделяется поверхность Мохоровичича (верхняя мантия) со скоростями 8—8,3 км/с. На дно моря выходят тела со скоростями 7,1—8,1 км/с. Они образуют поднятые участки рельефа и вытянутые зоны шириной 8—15 км. Контакты тел вертикальные и прослеживаются до мантии. Не исключено, что тела со скоростями 7,1—8,1 км/с представляют серпентинито-перидотитовые протрузии мантийного происхождения. Они образовались, вероятно, вследствие растяжения дна котловины.

Севернее в **Южно-Баренцевском периокеаническом прогибе** [3, 4, 15] мощные (до 8—10 км) толщи мезозойско-кайнозойских пород по разломам соприкасаются с акустическим фундаментом. Верхняя часть последнего сложена базальтами второго океанического слоя со скоростями продольных волн 4,5—5 км/с. Несколько большие их значения по сравнению с плато Вёринг вполне объяснимы, вероятно, меньшим количеством в них прослоев пирокластики. В западной части Южно-Баренцевского прогиба, как и на северо-западе Скандинавского прогиба, распространены мощные толщи меловых пород. В Пришпицбергенском периокеаническом прогибе также наблюдаются сходные черты строения [2]. Система близких по строению периокеанических прогибов Северной Атлантики окаймляет континент на протяжении более 2000 км.

## Литература

1. *Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л.* Морские впадины и области дейтероорогенеза//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 51. Вып. 3. С. 3—13.
2. *Клигин К. А.* Проблема структурных связей Шпицбергена и Скандинавии и их взаимоотношения с Атлантическим океаном//Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 226—236.
3. *Клигин К. А.* Тектоника западной части Баренцева моря//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 4. С. 13—23.
4. *Клигин К. А.* Соотношение Нордкапского платформенного и Западно-Баренцевского периеокеанического прогибов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 108—114.
5. *Корсаков О. Д.* Особенности строения окраинных плато на примере плато Вёринг//Докл. АН СССР. Сер. геол. 1974. Т. 224. № 2. С. 413—414.
6. *Красильщиков А. А.* Тектоника//Тектоника и проблемы нефтегазоносности Северной Атлантики. Л.: Недра, 1981. С. 109—152.
7. *Тальвани М., Удинцев Г. Б., Бьорккунд К. и др.* 38-й рейс бурового судна «Гломар Челленджер»//Океанология. 1975. Т. 15. Вып. 6. С. 1128—1133.
8. *Удинцев Г. Б.* Норвежско-Гренландский бассейн: рифтогенез и океанизация//27-й МГК. Докл. Т. 4. М.: Наука, 1984. С. 37—51.
9. *Харин Г. С.* Магматические породы Норвежского и Гренландского морей//Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе «Гломар Челленджера»: Литология и петрография. М.: Наука, 1979. С. 187—191.
10. *Эльдхольм О., Майр А. М., Сундвор Е.* Строение и развитие континентальной окраины Норвежско-Гренландского моря//27-й МГК. Докл. Т. 4. М.: Наука, 1984. С. 37—51.
11. *Bukovics C., Ziegler P. A.* Tectonic development of the Mid-Norway continental margin//Marine Petrol. Geol. 1985. V. 2. № 2. P. 125—150.
12. *Cloppen T. G., Westre S.* Large potential of northern Norway//Oil Gas J. 1982. V. 80. № 23. P. 114—127.
13. *Dalland A.* The mesozoic rocks of Andya northern Norway//Norg. geol. uders. 1975. № 316. Bull. 29. P. 271—288.
14. *Eldholm O., Thiede J., Taylor E. et al.* Dipping reflectors in the Norwegian Sea — ODP Leg drilling results//J. Geol. Soc. 1986. V. 143. Pt 6. P. 911—912.
15. *Fataide J. I., Jacquart G.* Evolution of the western Barents Sea//Marine Petrol. Geol. 1984. V. 1. № 2. P. 123—150.
16. *Hinz K.* Der Krustenaufbau der Norwegischen Kontinentalrandes (Voring Plateu) und der Norwegischen Tiefsee zwischen 66° und 68° N nach seismischen Untersuchungen//Meteor Forsch.-Ergebnisse. 1972. Reihe C. H. 10. S. 1—16.
17. *Hinz K. A.* Hypothesis on terrestrial catastrophes. Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins. Their origin and paleoenvironmental significance//Geol. Jahrb. 1981. Reihe E. H. 22. S. 3—28.
18. *Hinz K., Dostmann H. J., Hanisch J.* Structural Elements in the Norwegian continental margin//Geol. Jahrb. 1984. Reihe A. H. 75. S. 193—211.
19. JOIDES Journal. 1985. V. XI. № 3. P. 30—34.
20. *Mutter J. C.* Cenozoic and late Mesozoic stratigraphy and subsidence history of the Norwegian margin//Bull. Geol. Soc. Amer. 1984. V. 95. № 10. P. 1135—1149.
21. *Mutter J. C.* Seaward dipping reflectors and the continent — ocean boundary at passive chemical margins//Tectonophysics. 1985. V. 114. № 1—4. P. 117—131.
22. *Mutter J. C., Talwani M., Stoffa P. L.* Evidence for a thick oceanic crust adjacent to the Norwegian margin//J. geophys. research. 1984. V. 89. № 131. P. 483—502.
23. *Mutter J. C., Talwani M., Stoffa P. L.* Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust of the Norwegian Margin by «sub-aerial sea-floor spreading»//Geology. 1982. V. 10. № 7. P. 353—357.
24. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland Sea//Bull. Geol. Soc. Amer. 1977. V. 88. № 7. P. 969—989.
25. *Vielvoje R.* Norwegian firms press Arctic equipment design//Oil Gas J. 1983. V. 81. № 3. P. 60—62.

Геологический институт  
АН СССР, Москва, 109017

Поступила в редакцию  
6.VIII.1987

УДК 551.243 : 553.061 (477)

КРЫЛОВ Н. А., РАСПОПОВА М. Г., ЧЕРНЯВСКИЙ Г. В.

**РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЛИНЕАМЕНТЫ УКРАИНЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ  
ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

На основе дешифрирования космических снимков выделено семь зон линеаментов, обоснованы их генезис и роль при выявлении полезных ископаемых. Анализ материалов сопоставления позволяет констатировать, что большинство зон линеаментов имеет тектоническое происхождение. Линеаменты по-разному проявляются на участках пересечения ими нефтегазоносных регионов. Рекомендуется в дальнейшем учитывать неотектонический фактор и связанную с ним способность углеводородов перемещаться по площади и по разрезу.

В настоящее время известно много примеров эффективного использования космической фотоинформации при изучении геологического строения территорий, в том числе и нефтегазоносных, как за рубежом, так и в нашей стране.

По составленной впервые в масштабе 1 : 500 000 для целей тематического картографирования «Космофотокарте территории юго-запада СССР» были выделены особенности физиономических элементов ландшафта, границы участков с разным рисунком и фототонем, линейно локализованные изменения внутри однородных участков и аномальные изменения фототона, не имеющие видимой связи с ландшафтом.

С помощью дешифрирования материалов космических съемок (КС) обнаружилось большое количество различных по протяженности и ориентировке линеаментов, образующих сложную сеть (рис. 1). Термин «линеамент» употребляется нами для обозначения линейных космофотоаномалий или их сочетаний в виде разобщенных линий близкого простираения, которые выявляются при дешифрировании космических снимков.

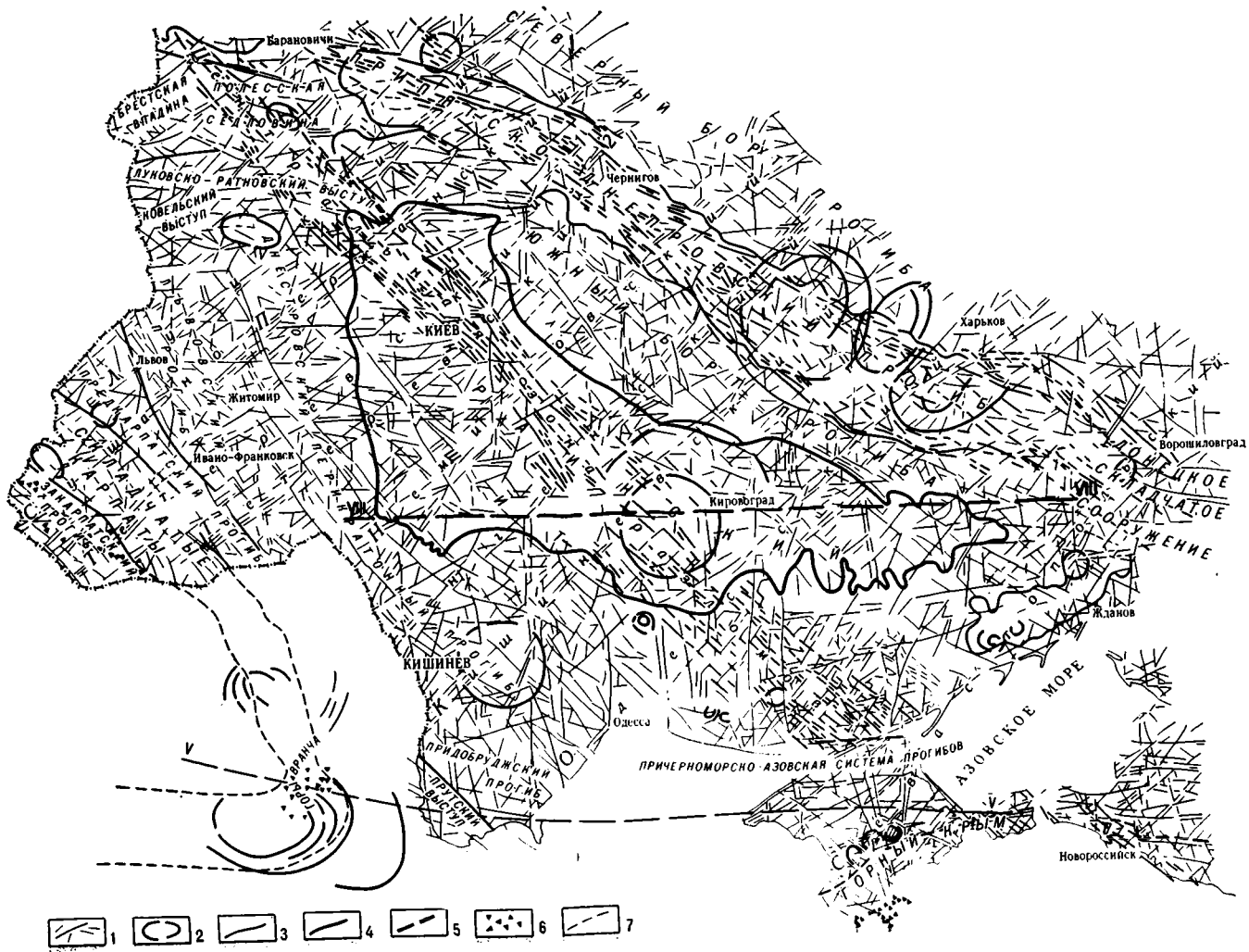
Выполненный статистический анализ распределения их по простирациям показал наличие доминирующих систем линеаментов с азимутами 0, 50, 90 и 310°, что соответствует ортогональной (с азимутами 0 и 90°) и диагональной (с азимутами 50 и 310°) системам Н. С. Шатского. При этом удельный вес линеаментов этих основных направлений изменяется по площади. Так, в пределах Карпатского региона линеаменты антикарпатского северо-восточного направления преобладают над линеаментами северо-западного простираения, а меридионального — над широтными линеаментами (см. рис. 1).

В Припятской впадине доминируют линеаменты субширотного и северо-восточного простираения. Для Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) характерно широкое развитие линеаментов северо-западного, северо-восточного и меридионального простираений, в то время как для района Причерноморья в равной мере проявляются широтные, меридиональные и северо-восточные линеаменты.

Линеаменты доминирующих простираений часто располагаются зонально-эшелонированно. При этом линеаменты одного простираения и разной длины либо почти непрерывно продолжают, либо подставляют кулисно одни другие, группируясь в достаточно протяженные зоны шириной от одного до десятка километров.

При пересечении линеаментных зон разных простираений изменяются их ширина, простираения, наблюдаются смещения, виргация, разветвления и т. д.

Обращает на себя внимание сквозной характер распространения зон линеаментов. Они простираются почти непрерывно в генетически раз-



личных тектонических зонах (например, в орогенных и платформенных областях). Линеаменты не зависят от мощности осадочного чехла: они развиты и там, где фундамент практически выходит на дневную поверхность (Украинский щит), и там, где он перекрыт мощными отложениями (ДДВ). Эта особенность зон линеаментов позволяет предполагать их генетическое единство в различных геоструктурных условиях.

Вопрос о том, объекты какого структурного этажа выявляются на космофотоснимках (КФС), остается дискуссионным. Некоторые исследователи считают, что на них могут отразиться особенности только верхнего структурного этажа и отдельные разломы, секущие весь осадочный чехол. Глубинное же строение может проявиться в материалах КС лишь благодаря унаследованному развитию структур и их тектонической активности [2, 7, 8]. Другие исследователи считают, что глубинность заложения линеаментов, выявленных на КФС на земной поверхности, predetermined прежде всего молодой структурой и динамикой литосферы [1, 5, 6, 13, 14].

Обычно геологическое истолкование результатов дешифрирования сводится к установлению пространственного соответствия космофотоаномалий известным геологическим структурам с последующей экстраполяцией опознанных геологических структур по характеру и аномальным особенностям проявления их на КФС.

В исследованиях ключом в интерпретации результатов дешифрирования КФС служили геолого-геофизические данные по Украинскому щиту, который характеризуется высокой изученностью региональными и детальными съемками.

Сопоставление планового положения зон линеаментов и известных на Украинском щите разрывных нарушений (Суцано-Пержанского, Тетеревского, Немировского, Тальновского, Подольского, Кировоградского, Криворожско-Кременчугского, Орехово-Павлоградского и др.) показало высокую степень их совпадения.

Следует особо подчеркнуть, что установленные геологической съемкой структурно-формационные зоны определенной ширины, соответствующие шовным границам блоков раннего докембрия, хорошо сопоставляются с зонами повышенной плотности линеаментов как по ширине, так и по простиранию.

Обращают на себя внимание субмеридиональные зоны повышенной плотности линеаментов, соответствующие современным реликтам раннепротерозойских геосинклинальных структур: Криворожско-Кременчугской, Орехово-Павлоградской и др. Аналогичное их проявление в областях развития мощного осадочного чехла, обусловленное, вероятно, новейшей тектонической активностью, в комплексе с данными аномального магнитного поля, преобразованного по способу направленного суммирования с одновременной частотой фильтрации [3], позволяет выявить и проследить эти структуры фундамента и в пределах ДДВ.

Интересно проявляется на КФС в осевой части щита Центральная зона разломов. Она дешифрируется как зона повышенной плотности линеаментов северо-западной ориентировки и разной протяженности и простирается далеко за пределы щита как в северо-западном, так и юго-восточном направлении (см. рис. 1). По комплексу геолого-геофизических данных Центральная зона разломов представляет собой зону дислокационного метаморфизма в докембрийском фундаменте, сформировавшуюся без значительных перемещений блоков раннего докембрия [9].

Анализ материалов сопоставления позволяет констатировать, что большинство зон линеаментов имеет тектоническое происхождение.

Рис. 1. Схема линеаментов юго-запада СССР

1 — линеаменты; 2 — кольцевые структуры; 3 — тектонические границы складчатых областей; 4 — контур Украинского щита по выходам на дневную поверхность докембрийских образований; 5 — профили международных геотраверсов V, VIII в пределах территории исследований; 6 — эпицентры землетрясений; 7 — продолжение складчатых Карпат



Опознанные на территории щита разломы по материалам КС продолжают далее за его пределы в области глубокого погружения фундамента. Их роль в фанерозое, неотектоническая и современная активность оценивались по широкому комплексу данных и результатам их углубленного анализа. Признаками фанерозойской активизации разломов считаются их плановое совпадение с линейными зонами флексур, отличающихся высоким градиентом мощностей, с границами закономерного изменения фашиальных толщ осадочного чехла и ряд других известных критериев выделения затухающих в разрезе и погребенных разломов. Например, известный на Украинском щите (УЩ) Сущано-Пержанский разлом, прослеженный по материалам КС далеко за пределы щита (Мукачево — Стрый — Перемышляны — Золочев — Кременец — Олевск — Хочино — Дельчицы — Осташковичи — Горваль — Буда — Кошелево — Бабичи), характеризуется по всей трассе разными признаками, сопутствующими разломам. Так, данные неотектонического анализа показывают совпадение его с нарушениями сдвигового типа, контролирующими изменения мощностей литофаций, гипсометрии подошвы неогеновых и четвертичных отложений, распространение разновозрастных и генетически неоднородных поверхностей выравнивания, расположение уступов в рельефе.

Комплекс геолого-геофизических данных позволяет судить о том, что к юго-востоку от зоны разломов блоки фундамента относительно приподняты. Зоне Сущано-Пержанского линеамента соответствуют серии локальных нарушений со смещениями сбрососдвигового характера, во Львовском прогибе — граница девонского комплекса. На УЩ Сущано-Пержанский глубинный разлом — граница разноэродированных блоков фундамента, структурно-фашиальная зона, совпадающая по ширине с зоной линеаментов; в Припятском прогибе — граница распространения докембрийских образований с разной степенью метаморфизма; юго-восточная граница переходного рифейского комплекса и разных гипсометрических уровней фундамента, глубинных границ раздела, т. е. мантийный раздел земной коры и т. д.

Вдоль зоны наблюдаются явления вторичного минералообразования с увеличением карбонатности разреза, «разгрузка» аномально высокого пластового давления (Карпатский регион и Припятский прогиб), гидротермы и т. д. Динамические нагрузки в зоне приводят к растрескиванию пород, к сложной взаимосвязанной системе трещиноватости.

Особо следует остановиться на системе зон линеаментов северо-восточного простирания, которая на мелкомасштабных КС представляется единой полосовой аномалией фототона и трассируется в направлении Кишинев — Черкассy — Сумы, к юго-востоку в направлении Кишинев — Плоешти — Крайова (Румыния) — Враца (Болгария) — Скопье (Югославия) — Тирана (Албания) — юго-восточное побережье Италии — о-в Сицилия — Габес — Лальман (Тунис); а к северо-востоку — в направлении Курск — Рязань — Горький — Глазов — Пелым — Сургут — Нижневартовск (рис. 2).

На средне- и крупномасштабных КС эта гигантская система зон линеаментов распадается на три обособленные зоны, названные нами Унгенской, Кишиневской и Одесской, которые практически непрерывно прослеживаются через всю территорию исследований (см. рис. 1).

В отличие от Сущано-Пержанской эти зоны линеаментов не находят отражения в структуре докембрия УЩ. Правда, обращает на себя внимание на отдельных участках большое количество локальных разрывных нарушений, связанных с малоамплитудными подвижками фундамента, а также многочисленные проявления вторичных преобразований пород докембрия.

Изучение структурной микродефектности щелочных полевых шпатов гранитоидов Украинского щита [10] по термолюминесценции, наведенной рентгеновским излучением, показало очень интересную закономерность: в пределах фотоаномальной полосы (Унгенская, Кишиневская и Одесская зоны линеаментов) щелочные полевые шпаты характеризуют-

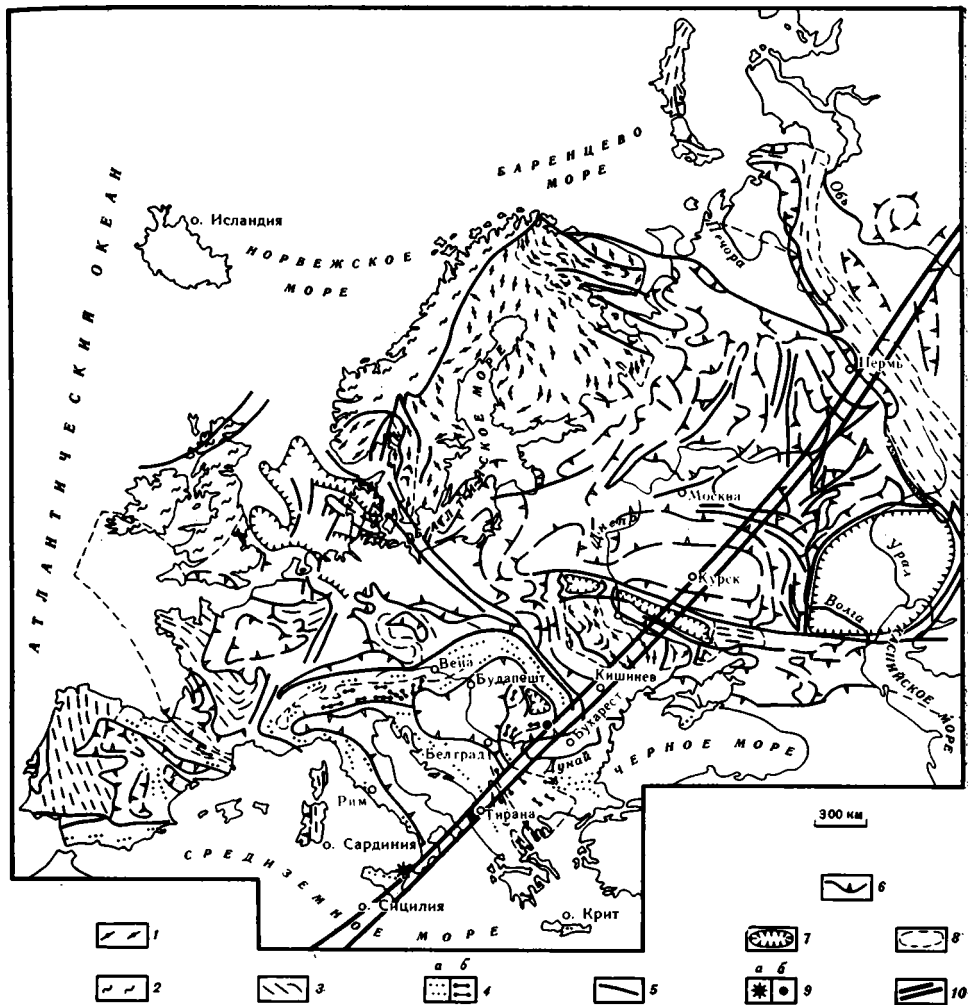


Рис. 2. Схема трассирования Сицилийско-Нижневартовского линеамента  
 1—4 — области складчатости: 1 — докембрийской, 2 — каледонской, 3 — герцинской, 4 — альпийской (а), альпийской с ядрами древней консолидации (б); 5 — важнейшие разрывные нарушения; 6 — контуры сводовых поднятий и тектонических впадин; 7 — границы областей соляной тектоники; 8 — условные изогипсы; 9 — вулканы (а) и эпицентры землетрясений (б); 10 — трансконтинентальный Сицилийско-Нижневартовский линеамент

ся в отличие от других районов щита сложными кривыми с тремя и более максимумами термовысвечивания и наиболее высокой концентрацией структурных микродефектов. Это указывает на процессы преобразования микроструктуры минералов в зонах линеаментов.

Выше отмечалось, что анализ обзорных мелкомасштабных КС не только исследованной территории, но и расположенной далеко за ее пределами позволил непрерывно протрассировать эту систему линеаментов по фотоаномалии идентичного проявления в юго-западном и северо-восточном направлении. Как видно на рис. 2, юго-западная часть трансконтинентального линеамента проходит через центры современной тектонической активности — вулканы и эпицентры глубокофокусных землетрясений. Например, разрушительные землетрясения в горах Вранча наблюдаются через 35—40 лет. Изосейсты их очагов, расположенных на значительных глубинах, представляют собой вытянутые эллипсы с большой осью северо-восточного направления.

Ю. К. Шукин [16, 17], В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов и др. [12] и В. Б. Соллогуб [11] отмечали, что по материалам глубинных сейсми-

ческих зондирований и других геофизических данных из сейсмоактивного района гор Вранча трассируются соответственно к юго-западу (Румыния, Югославия, Албания, Италия) и северо-востоку на территорию Украины мантийные разломы, разделяющие крупные блоки литосферы с различно протекающими в них физико-химическими процессами.

Известных геологических аналогов протяженных линейных структур не так уж много. Среди них «Линеамент Карпинского» (в первоначальном смысле А. П. Карпинского) и меридиональная зона, охватывающая восток Русской платформы и акваторию Каспия. Описывая в 1948 г. последнюю как единую систему опусканий, Н. С. Шатский [15] указывал, что наличие огромных тектонических структур и движений, охватывающих самые разнообразные по строению участки земной коры, ставит вопрос об общности движений и, вероятно, об общности процессов изменения вещества в глубинных оболочках Земли под весьма различными поверхностными структурами.

Сам по себе факт обнаружения такой трансконтинентальной космофотоаномалии и связь составляющих ее зон линеаментов с глубокофокусными центрами современной тектонической активности чрезвычайно интересны. Выявить их природу и принципиальные черты геологического строения мы попытались, проанализировав во взаимной увязке многоплановый ряд топографических и геолого-геофизических данных по зонам линеаментов так, чтобы осветить их отражение на разных глубинных уровнях.

Были рассмотрены и изучены: 1) особенности современной дневной поверхности (рельеф, гидрография); размещение и приуроченность палеовулканов, эпицентров современных землетрясений; материалы о неотектонической и современной тектонической активности; 2) геологическое строение верхнего структурного этажа (данные геологических съемок, карты структурных поверхностей и мощностей осадочного чехла); 3) неоднородности кристаллической части земной коры (волновое, магнитное и гравитационное поля и др.); 4) аномальные характеристики верхней мантии (результаты геотермических исследований и глубинно-сейсмических зондирований); 5) установленные проявления астеносферы (результаты изучения геоэлектрических параметров — магнитно-теллурических зондирований, сейсмологические данные).

Такой методический подход позволил авторам представить геологическую модель зоны линеаментов в трех измерениях, а также ее проявление во времени. Для объективности и надежности выводов геологической интерпретации анализ данных проводился параллельно для всех зон линеаментов северо-восточного простирания, выявленных по материалам КС на территории исследований (Луцкая, Суцано-Пержанская, Тетеревская, Немировская, Унгенская, Кишиневская, Одесская, Севастопольско-Донецкая) (см. рис. 1). Полученные результаты позволяют предположить, что все рассмотренные зоны обусловлены реальными геологическими структурами, но различаются как по истории развития, так и по морфологическим, динамическим и кинематическим характеристикам.

По совокупности геолого-геофизических данных, Унгенская, Кишиневская и Одесская зоны линеаментов обусловлены единой «молодой» структурой литосферы, развивающейся с мезозоя вплоть до настоящего времени.

На дневной поверхности отмечаются перестройка гидросети, образование болотных массивов, в ДДВ — наличие проходных ледниковых долин, что, вероятно, связано с новейшими нисходящими движениями. Нисходящие современные движения отмечаются и по инструментальным данным, которые имеются на отдельные фрагменты зоны.

Неотектонические данные указывают на локализацию вдоль зон линеаментов линейных форм современного рельефа, изменение мощностей, литофаций и гипсометрии подошвы неогеновых и четвертичных отложений. В прогибах отмечается переменный режим развития в плиоцен-четвертичное время, система линеаментов совпадает с областью минималь-

ных по мощности отложений кайнозоя (150—300 м), изопахиты которых простираются согласно направлению зоны линеаментов, и разделяет участки с максимальными мощностями отложений неогена и палеогена.

При этом в ДДВ контуры соляных диапиров и криптодиапиров, расположенных под образованиями мезозоя, вписываются в зоны линеаментов, а оси палеозойских пликативных структур при пересечении с зоной линеаментов меняют азимут простираения.

За пределами территории исследований система линеаментов проявляется следующим образом.

1. На юго-западе она совпадает с изменением направления складчатости с севера-западного на юго-западное. В районе Фокшаны (Предкарпатский прогиб) контролирует максимальное погружение подошвы миоценовых отложений (до 9 км) и погребенные соляные купола. В Валахской впадине (Мизийская плита) ей сопутствуют триасовые поднятия того же простираения, минимальные глубины залегания кровли мела, разломы в фундаменте, проникающие в чехол.

2. На северо-востоке, в Западной Сибири (от р. Иртыш к северо-востоку на пос. Салым и далее на пос. Угут (р. Большой Юган), в полосе фотоаномалии наблюдается большое количество мелких озер и обводненных зон, вытянутых в северо-восточном направлении. Геоморфологически она выражена здесь «сквозной долиной». Северная граница фотоаномалии совпадает с юрско-меловыми отторженцами, смятыми в гофрированные складки среди неоген-четвертичных горизонтов; вдоль южной ее границы по простираению отмечаются тела ультраосновных и основных пород неустановленного возраста.

В магнитном и гравитационном полях эта структура не выражена, наблюдаются лишь локальные ее проявления. По данным геотермии и МТЗ, в районе Вранча отмечается зона максимальных глубин астеносферного слоя (200 км) того же простираения, аномально низкие температуры, эффект латеральных неоднородностей вещества под поверхностью Мохо. Аномально низкие температуры отмечались также к северо-востоку далеко за пределами исследованных территорий в районе г. Горького и на Среднем Урале. Таким образом, на северо-восточном продолжении зоны линеаментов эти, казалось бы, разрозненные факты можно рассматривать в единстве их причинно-следственных связей.

В верхних этажах (поверхность фундамента и осадочный чехол) этой структуре отвечают региональная трещиноватость (фактически безамплитудные локальные разрывы), разуплотнения и связанная с ними повышенная проницаемость. В ее пределах широко проявлены вторичные процессы минералообразования, гидротермы, особые гидродинамические режимы и т. д.

В этой связи особый интерес представляют данные по минералогическому петрографическому изучению зерна метаморфических пород из района недавно открытого Хухранского месторождения нефти в кристаллических породах фундамента ДДВ [4], расположенного в пределах описываемой зоны. В этой работе авторы убедительно показали отсутствие характерных признаков экзогенного разрушения кристаллических пород; наличие значительных по площади и интенсивности метасоматически-гидротермальных замещений, связанных с зонами дробления; наличие разнообразных слюд, развивающихся в жилках и катакластическом агрегате гранитогайсов; наличие разнообразного минерального выполнения жил, свидетельствующего о значительном перемещении вещества вдоль зон дробления в условиях средне — низкотемпературного гидротермально-метасоматического процесса, который мог иметь решающее значение для миграции углеводородов. Авторы этой работы констатируют, что тесная ассоциация битума с кальцитом и сульфидами в зонах дробления метаморфических пород указывает на генетическую связь этих новообразований, возникших вследствие передвижения глубинных растворов и газов вдоль ослабленных трещинных зон.

Интересно сопоставить приведенные данные с результатами геохимических и гидрхимических исследований баженовской свиты Западной

Сибири (участки Салым, Сургут и др.). Территориально эти исследования оказались приуроченными к самой северо-восточной части описываемой системы трансконтинентального линеамента. Они свидетельствуют о том, что распределение нефтеносности в региональном плане дает основание представить модель коллектора в виде разобщенных локальных и спорадически встречающихся зон с неравномерным развитием трещиноватости среди непроницаемых и однообразных глинистых пород. В зависимости от минералогического состава глинистых пород и интенсивности процессов преобразования глинистых минералов находится вторичная пористость пород, обусловленная их разуплотнением.

Краевые (Унгенский и Одесский линеаменты) и центральный (Кишиневский линеамент) элементы молодой структуры литосферы имеют свои отличительные особенности. В краевых ее частях более вероятны «сопряженные» системы трещин, формирование которых обусловлено общей причиной и которые возникают под действием единого напряженного состояния (левосторонний и правосторонний сдвиги, трещины растяжения, трещины-сбросы). В зоне Кишиневского линеамента преобладают растяжения. В пределах всей фотоаномальной полосы в ДДВ, как уже отмечалось выше, наблюдаются изломы в простирании осей палеозойских структур (при пересечении их зонами линеаментов). Известно, что любые изменения в простирании структур могут активизировать вертикальную и боковую миграцию углеводородов, повысить фильтрационно-емкостные свойства разреза, сформировать разнообразные ловушки углеводородов.

В последнее десятилетие развития нефтегазовой геологии все большее внимание уделяется трещинным коллекторам (резервуарам). Использование материалов КС открывает новые возможности для пространственной диагностики и изучения зон региональной трещиноватости, имеющих линейно-очаговый характер проявления, влияющих на особенности водонапорных систем, активность гидротерм, карбонатность разреза, физико-химический состав углеводородов и т. п. Как показали наши исследования, зоны линеаментов (Унгенская, Кишиневская и Одесская) оказываются генетически связанными с глубинными процессами в литосфере. Именно к мантийным зонам разломов [11, 12, 16, 17], ограничивающим неоднородные блоки литосферы, и оказываются приуроченными глубинные процессы в земной коре и зоны повышенной проницаемости. Последние проявляются в верхних этажах как зоны региональной трещиноватости.

Особое внимание обращают на себя крупные кольцевые образования и особенности их планового расположения (см. рис. 1). Кишиневский линеамент, не меняя ориентировки, сочленяется с кольцевыми аномалиями под углами, близкими к прямым, т. е. как бы контролирует их.

Проведенные исследования дают возможность предположить генетическое единство и глубинность заложения рассматриваемой системы линеаментов (Унгенский, Кишиневский, Одесский) и крупных кольцевых образований.

Их единство, вероятно, предопределено современным напряженным состоянием отдельных неоднородных блоков литосферы. На основании сопоставления выполненных исследований и материалов глубинных сейсмических и магнитотеллурических зондирований (геотраверсы V, VIII [11, 12, 17]) можно предположить, что крупные кольцевые образования обусловлены изменениями глубин залегания неоднородных блоков литосферы. С этим явлением могут быть связаны «выступы» астеносферы, локализованное аномальное расслоение верхней мантии (мантийные диапиры) и кристаллической части земной коры [11, 12].

По совокупности геологических, геохимических и геофизических данных, привязанных к отдельным фрагментам гигантской системы линеаментов, представляется возможным предположить общность современных движений, образования региональных зон трещиноватости и вторичного преобразования пород, их вероятную обусловленность процессами изменения вещества в глубинных оболочках Земли под различными

поверхностными структурами. При этом комплекс данных позволяет сделать прогноз участков (зон) тектонического разуплотнения и трещиноватости достаточно надежным, что очень важно на всех стадиях геологического процесса.

Зоны повышенной проницаемости земной коры могут представлять самостоятельный интерес на кристаллических щитах как зоны, благоприятные для эндогенной минерализации, в крупных прогибах — как зоны с благоприятными условиями для нефтегазоаккумуляции.

Несомненный интерес представляют также «древние» глубинные разломы (границы мегаблоков фундамента и крупных складчатых структур), возрожденные на неотектоническом этапе развития и проявляющиеся в вышележащих платформенных комплексах пород.

Как «древние» — возрожденные, так и «молодые» — новообразованные зоны, активные на неотектоническом этапе, представляют практический интерес для поисков различных полезных ископаемых.

Например, в Карпатской нефтегазоносной провинции благодаря выделению активизированных в новейшее время древних зон могут быть расширены перспективы поисков углеводородов. Традиционно перспективы нефтегазоносности связывались с неоген-палеогеновыми отложениями. Выявленные участки неотектонической активизации системы Тетеревского линейного элемента позволяют по-новому подойти к определению объектов поисков месторождений углеводородов в пределах автохтона Покутских Карпат. Юго-западное продолжение Тетеревского линейного элемента обуславливает здесь сложную глыбово-надвиговую тектонику автохтона. Прогнозирование же традиционными методами особенностей распространения осадочных пород мезозоя в автохтоне Покутских Карпат затруднено. Материалы КС позволяют прогнозировать разрывные нарушения и поднадвиговые локальные структуры, развитые над выступами дотортонского рельефа.

Аналогичные рекомендации могут быть сделаны благодаря материалам дистанционных исследований и в юго-восточной части Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба, где ловушки газа, возможно, приурочены к эрозионно-тектоническим выступам мезозоя и неогеновым структурам их облегания.

Заслуживают также внимания в Закарпатской газонефтеносной области зоны неотектонической активизации систем Суццано-Пержанского и Тетеревского линейных элементов.

Результаты выполненных исследований указывают на необходимость в дальнейшем учитывать неотектонический фактор, масштаб его проявления и связанную с ним способность углеводородов перемещаться по площади и по разрезу в зависимости от характера неотектонических движений, т. е. современной геодинамической системы, по-новому подойти к объяснению многозалежности месторождений, к прогнозу всех типов ловушек и т. д.

Завершая краткий обзор результатов геологической интерпретации материалом дешифрирования КС, следует отметить, что регионально-тектонические исследования такого плана очень трудоемки, делают первые «шаги», но позволяют использовать самые главные достоинства космической информации — возможность одновременного изучения на континентах структурных особенностей земной коры в пределах крупных областей в едином масштабе.

В выполненных исследованиях акцентировано внимание на рассмотрении системы трансконтинентального линейного элемента. Показано, что благодаря ей между разнородными и разновозрастными областями Евразии существуют тесные структурные связи, которые отражают, очевидно, молодую динамику литосферы. Генетическое единство и глубинность заложения рассматриваемой системы линейных элементов предопределены, вероятно, современной структурой напряженного поля литосферы.

Исходя из представлений о линейных элементах как о некоторых направлениях, по которым организуются формы и элементы рельефа, а также данных о современных движениях установлено, что с системой транскон-

тинентального линеймента связаны новейшие нисходящие движения.

А. Л. Яншин отмечает, что в области тектоники поиск эволюционных изменений привел к убеждению, что с расколом древнего суперматерика Пангеи в начале мезозоя, заложением и развитием в мезозое и кайнозое Атлантического, Индийского и Ледовитого океанов произошли крупнейшие тектонические преобразования материковых областей нашей планеты — увеличилась роль процессов активизации. Именно эти деформации приходят на смену геосинклинальному процессу, и именно они будут преобладать в будущем тектоническом развитии материков Земли [18].

Проведенные исследования позволяют предположить, что эволюция тектонических процессов привела к формированию в мезозое своеобразной структуры литосферы — системы трансконтинентального линеймента, выявленной благодаря материалам КС. С системой трансконтинентального линеймента связаны крупные неоднородности в верхней мантии, которые могут обусловить и центры современной вулканической деятельности, и эпицентры глубокофокусных землетрясений, и «выступы» астеносферы, и возможное локализованное расслоение верхней мантии (мантийные диапиры), и т. п. Такие аномалии в литосфере, вероятно, будут проявляться на материалах КС в виде крупных кольцевых аномалий. Система же трансконтинентального линеймента отражается в материалах КС благодаря изменению проницаемости пород в ее пределах, что в свою очередь приводит к изменению геофильтрационных и гидрохимических полей, вызывает физико-химические процессы преобразования вещества земной коры и т. п.

Эволюция тектонических процессов молодой структуры литосферы должна была оказать влияние и на закономерности размещения связанных с ней месторождений полезных ископаемых.

Вторгаясь в область наиболее слабо изученной внутриплитной тектоники, авторы попытались осветить на конкретном и обширном материале отдельные аспекты этой интересной и актуальной проблемы.

#### Литература

1. Амурский Г. И., Гейман Б. М., Кой В. Г. О среднеазиатских звеньях Урало-Оманского линеймента//Изв. вузов. Геология и разведка. 1966. № 10. С. 62—67.
2. Аристархова Л. Б. Геоморфологические исследования при поисках нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 1979. 152 с.
3. Гуревич Б. Л., Козан А. Б., Распопова М. Г., Хитаров Ю. Н. Новые результаты анализа геомагнитного поля территории Украины//Сов. геология. 1976. № 12. С. 116—122.
4. Ляшкевич З. М., Алехин М. А., Пономаренко М. И. Зоны дробления в фундаменте Днепровско-Донецкой впадины и их роль в миграции углеводородов//Докл. АН УССР. Геология, химия и биология. 1987. № 11. С. 12—14.
5. Макаров В. И., Скобелев С. Ф., Трифонов В. Г. и др. Глубинная структура земной коры на космических изображениях//Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Вып. 2. М.: ВИНТИ, 1974. С. 9—42.
6. Макаров В. И., Трифонов В. Г., Шукин Ю. К. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках//Геотектоника. 1974. № 3. С. 114—132.
7. Можаяев Б. Н. Новейшая тектоника на северо-западе Русской равнины. Л.: Недра, 1973. 174 с.
8. Можаяев Б. Н., Астахов В. Н., Богородский С. М. и др. Применение материалов космических съемок при геологических исследованиях плит древних и молодых платформ. Общая и региональная геология и съемка: экспресс-информация. М.: ВИЭМС, 1978. № 5. 149 с.
9. Распопова М. Г. Новые данные о складчато-блоковой тектонике Украинского щита//Докл. АН СССР. Сер. геол. 1972. Т. 203. № 2. С. 430—433.
10. Рокачук Т. А., Платонов А. Н., Гарацан А. Н., Щербаков И. Б. Закономерности изменения структурной микродефектности щелочных полевых шпатов гранитоидов Украинского щита//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1962. Т. 61. Вып. 3. С. 277—282.
11. Соллогуб В. Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
12. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Старостенко В. И. и др. Строение литосферы вдоль геотраверса V на основании комплексных геолого-геофизических данных//Геофиз. журн. Киев, 1985. Т. 7. № 4. С. 3—18.
13. Флоренский П. В. Дешифрирование глубинной структуры Туранской плиты по космическим снимкам в связи с поисками месторождений нефти и газа//Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 7. С. 112—117.

14. *Флоренский П. В., Петренко А. С., Шорин-Константинов Б. П., Ведешин Л. А.* Место космического изображения при комплексной обработке геолого-геофизической информации для изучения глубинного строения Нижнего Поволжья//Исследования природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. М.: ВИНТИ, 1976. Т. 5. С. 42—60.
15. *Шатский Н. С.* О глубинных дислокациях, охватывающих и платформы, и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 4//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 39—66.
16. *Шукин Ю. К.* Глубинные сейсмогенные разломы земной коры//Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.: ВНИИГеофизика, 1973. С. 70—79.
17. *Шукин Ю. К.* Сейсмогенные структуры и фокальные зоны Альпийского пояса и их связь с геофизическими полями и разломами//Разломы земной коры. М.: Наука, 1977. С. 125—133.
18. *Яншин А. Л.* Эволюция геологических процессов в истории Земли (прогноз развития приоритетного научного направления)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 11. С. 9—13.

Институт геологии и  
разработки горючих  
ископаемых, Москва,  
117312

Поступила в редакцию  
10.III.1987



УДК 551.24 : 551.72 (47)

БУДАНОВ Г. Ф., ГОРНОСТАЙ Б. А.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА РИФЕЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ  
НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

На основании новых геолого-геофизических данных по рифейским образованиям Тимана и п-ова Канин, уточнения особенностей их вещественного состава, внутренней структуры и характера взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями делается предположение о возможном отнесении рифейских отложений к промежуточному комплексу северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы.

Как известно, вопрос о роли и положении рифейских образований в структуре северо-востока европейской части СССР, или Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции и прилегающих к ней с запада районов, весьма далек от решения.

Большинство исследователей рассматривают рифейский комплекс Тимано-Печорской области в качестве ее складчатого основания. Одним из основоположников этой точки зрения был Н. С. Шатский, высказавший мнение о том, что здесь существовала рифейская геосинклиналь, которая после консолидации, происшедшей в результате заключительных фаз байкальского тектогенеза, причленилась к Восточно-Европейской платформе [27, 29]. В дальнейшем представления Н. С. Шатского разделили и развили многие исследователи: А. Я. Кремс, В. С. Журавлев, Б. Я. Вассерман, В. И. Богацкий, В. А. Дедеев, В. Г. Гецен и мн. др. В результате сложилось твердое и неколебимое убеждение в том, что фундаментом Тимано-Печорской области являются сильнометаморфизованные, сложно дислоцированные, прорванные многочисленными интрузиями образования рифейского или, по мнению некоторых из них, рифейско-вендского возраста. Вся область рассматривается как молодая байкальская плита, не входящая в состав Восточно-Европейской платформы [14, 19 и др.].

Наряду с этой господствующей точкой зрения существует мнение группы исследователей, считающих, что Тимано-Печорская область не проходила стадии геосинклинального развития в рифее и поэтому рифейские отложения не должны рассматриваться в качестве образований фундамента. Это воззрение, высказанное впервые еще А. Н. Карпинским и развитое, в частности, П. Е. Оффманом [20] и Н. С. Шатским в его более поздних работах [28, 30], разделяется и другими исследователями [17, 18].

Анализ результатов высокоточной детальной аэромагнитной съемки и сейсморазведочных работ (ГСЗ, МОГТ, МОВЗ, КМПВ, МОВ), проведенных в последние годы, совместно с пересмотром всего имеющегося геолого-геофизического материала позволил прийти к выводу о том, что Тимано-Печорская область представляет собой не складчатую область байкалид, а северо-восточную окраину Восточно-Европейской платформы со свойственной ей характерной тектоникой. В пределах области развиты платформенные отложения рифейского возраста, залегающие на образованиях архейско-раннепротерозойского фундамента [2, 3, 24].

Весьма однозначную позицию в этом вопросе занимает С. Н. Иванов, категорически отрицающий геосинклинальную природу байкалид Урала и Тимана. На основании формационного анализа рифейские толщи этих регионов отнесены им к группе осадочных платформенных формаций, залегающих полого и характеризующихся отсутствием складчатости сжатия. Тиман при этом трактуется как рифтогенная окраина Восточно-Европейской платформы [9—12].

Материалы, полученные в результате наших исследований на Тимане и п-ове Канин, вместе с анализом проведенных ранее геолого-геофизических работ, позволили в значительной степени, хотя и не полностью, разделить точку зрения второй группы геологов. Действительно, рифейские отложения Тимано-Печорской области обладают многими чертами, свойственными платформенным образованиям, но некоторые признаки, такие, как значительные мощности, высокие скорости осадконакопления и некоторые другие, роднят их в какой-то степени с геосинклинальными. Рассмотрение этого обстоятельства, а также анализ тектонического развития региона и его структурных связей с Уралом и Русской плитой позволили предположить, что рифейские образования Тимано-Печорской области представляют собой так называемый промежуточный комплекс, развитый в авлакогенах и грабенообразных прогибах Русской плиты [5]. Сходные взгляды были позже высказаны другими исследователями [4, 8].

Понятие промежуточный (или переходный, квазиплатформенный) комплекс, возникшее при проведении широкомасштабных геофизических работ на молодых плитах, сравнительно недавно было перенесено и на древние платформы [25, 26], в пределах которых также существуют толщи пород, занимающие некоторое промежуточное положение между образованиями кристаллического фундамента и осадочного чехла. Промежуточные комплексы платформ как самостоятельные историко-геологические образования изучены еще весьма недостаточно. Поэтому многие вопросы, касающиеся принципов их выделения, признаков их структур, истории развития и т. д., являются в настоящее время предметом острых дискуссий.

Выделение промежуточных комплексов должно базироваться на целом ряде признаков, и только набор их в определенных сочетаниях может свидетельствовать о принадлежности данной толщи пород к промежуточному комплексу [26]. Признаки, которые диагностируют геологическое тело как промежуточный комплекс, объединяются в две группы. Первая характеризует условия залегания и внутреннюю структуру комплекса, вторая — вещественный состав слагающих его отложений.

Прежде всего для промежуточных комплексов характерна своеобразная тектоническая позиция в осадочной оболочке Земли. Промежуточные комплексы как древних, так и молодых платформ приурочены к структурам растяжения: рифтогенным зонам, авлакогенам, грабенообразным прогибам. Такой же характер распространения имеют и рифейские отложения рассматриваемого региона. Они приурочены к линейным грабенообразным прогибам на севере Русской плиты, а в пределах Тимано-Печорской области — к Тиманскому и Печоро-Колвинскому авлакогенам и ряду интенсивно прогнувшихся участков Предуральяского перикратонного прогиба.

Дискретность распространения промежуточных комплексов определяется разломной тектоникой, которая при их формировании играет огромную роль. Практически все структуры, выполненные отложениями промежуточных комплексов, ограничены прибортовыми разломами. В пределах рассматриваемого региона на формирование Тиманского авлакогена решающее влияние оказали разрывные нарушения системы Предтиманского глубинного разлома, приуроченного к границе жесткой Русской плиты и более мобильной, тектонически активной Тимано-Печорской области. Влияние Восточно-Тиманского разлома было менее значительным, что привело к асимметричному строению авлакогена. Печоро-Колвинский авлакоген формировался благодаря интенсивному опусканию блоков карельского фундамента по системе параллельных разломов древнего заложения. Именно к структурам, контролируемым разломами, приурочены наибольшие мощности рифейских образований, достигающие 10—12 км.

Промежуточные комплексы молодых и древних платформ залегают с угловым несогласием и стратиграфическим перерывом на эродирован-

ной поверхности пород фундамента и несогласно перекрываются отложениями платформенного чехла.

На севере Русской плиты по данным, правда, единичных скважин стложения рифея со значительным стратиграфическим несогласием залегают на породах архейско-раннепротерозойского фундамента. В Тимано-Печорской области, вероятно, также имеет место подобное соотношение, хотя отложения рифейского возраста не вскрыты скважинами на полную мощность и их взаимоотношения с образованиями, трактуемыми как древний фундамент, характеризуются по немногочисленным профилям КМПВ и МОГТ. Наиболее древняя из известных по выходам на Тимане рифейских толщ — четласский горизонт — датируется как средне-рифейская. Следовательно, из разреза, возможно, полностью или частично выпадают отложения нижнего рифея, и рифейские образования залегают на древнем фундаменте со стратиграфическим перерывом длительностью в абсолютном летоисчислении в 200—250 млн. лет. Верхняя граница рифейских образований носит ярко выраженный несогласный характер. Повсеместно на размытой поверхности рифейских пород залегают отложения венда — нижнего кембрия (?), ордовика, силура, девона, карбона.

Для выделения промежуточных комплексов, структурный план которых отличается от структурного плана как нижележащих, так и перекрывающих образований, важна степень их дислоцированности. Обычно породы промежуточных комплексов умеренно дислоцированы и образуют брахиморфные складки с углами падения крыльев 10—20°. У разломов углы падения возрастают, достигая 50—70°.

Вопрос о степени дислоцированности пород рифейского комплекса Тимано-Печорской области — один из наиболее дискуссионных вопросов, касающихся его внутреннего строения. В силу плохой обнаженности рифейских образований на Тимане, его сложной блоковой тектоники, наличия структурно-формационных зон, отличающихся различными типами разрезов, отсутствия надежных маркирующих горизонтов корреляция и сопоставление фрагментов рифейских разрезов встречают большие трудности. Поэтому при интерпретации условий залегания рифейских отложений допускаются различные толкования. Одним из самых распространенных является мнение о сильной степени дислоцированности рифейских пород, образующих якобы сложные дисгармоничные, часто запрокинутые складки. С другой стороны, вряд ли правомерно и мнение об отсутствии вообще какой-либо складчатости, горизонтальном или слабонаклонном залегании толщ рифея, об очень простых платформенных тектонических формах их залегания [20]. Поэтому уже не первое десятилетие ведутся дискуссии по вопросу, «есть ли складки на Тимане или нет» [30, с. 545].

Значительную ясность в этот вопрос могут внести результаты геологической съемки рифейских толщ, проведенной в последние годы ПГО «Архангельскгеология» на Северном Тимане и п-ове Канин. Благодаря прекрасной обнаженности рифейских образований, вскрываемых в долинах и каньонах рек, секущих Канин Камень вкрест простирания слагающих его пород, Б. А. Горностаю удалось провести увязку разрезов и их послонную корреляцию. Большую роль при этом сыграли наблюдения над хорошо проявляющимися структурно-текстурными особенностями пород и четко выраженной ритмичностью различных порядков, обусловленной чередованием сланцевых (глинистых) и песчаных слоев. Это позволило по комплексу признаков, детально описанных, в частности, Р. Шроком [31, с. 92—100], довольно уверенно определять кровлю и подошву элементарных слоев исходных осадков. В результате картирования, при котором учитывалось это обстоятельство, установлено, что при постоянном стратиграфическом наращивании разреза с юго-запада на северо-восток рифейские толщи моноклинально погружаются в этом же направлении под углом 50—70°. Иногда отмечается вертикальное и даже запрокинутое залегание. Общее моноклинальное залегание осложняется пологими складками типа крупной гофрировки, не нарушающими стра-

тиграфической последовательности разреза, а также мелкими, с амплитудой не более 2 м, изоклиналиными складками. Эти локальные структурные осложнения, не захватывающие, как доказано, всю толщу, интерпретировались ранее как формы, отражающие строение всей рифейской толщи в целом. У тектонических нарушений отмечаются четко выраженные приразломные складки. По данным скважин, пробуренных к югу от выходов рифея на Канине Камне, отмечается пологое залегание пород.

На Тимане рифейские толщи, как показали многочисленные маршрутные исследования [21, 22], интенсивно дислоцированы только вблизи разломов, по которым блоки рифейских образований надвинуты на юго-запад. В этих зонах наблюдаются изоклиналиные складки с углами падения пород на крыльях до 70—90°. По мере удаления от разломов углы падения пород быстро и резко уменьшаются сначала до 40—50°, а затем выполаживаются до 5—10°.

Таким образом, типичная геосинклиналиная складчатость на Тимане и п-ове Канин отсутствует. По всей видимости, мы имеем дело с приразломной складчатостью, отмеченной в рифейских толщах Урала [12] и характерной для областей тектонической активности платформ, особенно в пределах авлакогенов.

Ко второй группе признаков, характеризующих промежуточные комплексы, относятся особенности их вещественного состава: формационный облик отложений, степень их метаморфизма, физические свойства пород.

Крайне важное значение в этом ряду признаков имеет формационный состав отложений. Анализ состава промежуточных комплексов показал, что для них наиболее характерны терригенные формации, обычно приуроченные к быстро прогибающимся впадинам и авлакогенам [26]. Менее распространены формации эффузивно-осадочной и карбонатно-терригенной групп.

Для рифейских образований Тимана и п-ова Канин характерно преимущественное развитие формаций терригенной группы, карбонатные формации играют подчиненную роль.

Среди терригенных формаций наиболее распространены образования песчано-сланцевой, или песчано-глинистой (если исходить из первоначального состава осадков) формации, отмечающейся как в нижней, так и в верхней части рифейского разреза. Формация представлена ритмичным чередованием кварцево-полевошпатовых песчаников и кварцито-песчаников, иногда с прослоями конгломератов, и различных сланцев: глинистых, углистых, слюдяных (чаще всего серицито-хлоритовых). Мощность формации оценивается в 2500—5000 м.

Сланцево (глинисто)-песчаная формация отмечается в разрезе п-ова Канин. Представлена она аркозовыми мелкозернистыми кварцито-песчаниками с подчиненными и относительно маломощными пачками углистых, карбонатно-глинистых и слюдяных сланцев. Переслаивание последних с песчаниками обуславливает ритмичное строение формации. Мощность 1000—1500 м.

Сланцевая (глинистая) формация характеризуется преимущественным развитием глинисто-слюдяных сланцев: серицито-биотитовых, хлорито-серицитовых, биотито-серицитовых, биотито-мусковитовых и т. д. Характерны прослои углистых сланцев. Мощность формации от 1000 м на п-ове Канин до 3000 м на Тимане.

Карбонатные формации известны на Тимане. Это известняково-доломитовая формация ворыквинского горизонта мощностью 300—400 м, сложенная известняками и доломитами с подчиненными прослоями песчаников и сланцев, и сланцево(глинисто)-доломитовая формация быстринского горизонта. Последняя сложена в нижней части известняками и доломитами со строматолитовыми постройками, в верхней — глинисто-карбонатными, слюдяными и углистыми сланцами с прослоями мергелей и доломитов. Мощность формации колеблется от 1700 до 3000 м.

В ряде районов Тимано-Печорской области немногочисленными пока скважинами вскрыты сланцы, которые по структурным и текстурным особенностям, комплексу акцессорных минералов и по другим признакам

параллелизуются со сланцами сланцевой и песчано-сланцевой формаций, развитых в верхних частях рифейского разреза Тимана. Очень слабая изученность рифейских отложений в погруженных зонах региона позволяет судить об их особенностях только в самых приблизительных чертах. По всей видимости, представлены они, как и в пределах Тиманского поднятия, различными, но более метаморфизованными сланцами, кварцито-песчаниками, а также кварцитами с подчиненными пачками карбонатных пород. Сейсмические и магнитометрические данные указывают на возможное распространение среди них эффузивных комплексов.

Таким образом, формационный состав рифейских образований региона указывает более на платформенную или близкую к ней обстановку их накопления, нежели на геосинклинальную. Среди рифейских отложений развиты не характерные для формаций геосинклинального ряда толщи кварцевых и кварцево-полевошпатовых песчаников, иногда с прослоями конгломератов [13]. Отмечаются толщи карбонатных пород, обычные для активизированных зон платформ, но не свойственные геосинклинальным прогибам [17]. Совершенно отсутствуют типичные геосинклинальные образования: морские радиолариевые яшмы, связанные с проявлениями подводного вулканизма, образования нижней молассы, представленной плохо отсортированными породами.

При изучении разрезов рифея бросается в глаза их монотонное однообразное строение с отсутствием четко выраженных перерывов, внутриформационных несогласий и размывов. Особенно хорошо это видно в непрерывном разрезе рифея п-ова Канин. Достоверные перерывы фиксируются здесь между отложениями микулкинской (условно бурзяний), тархановской (юрматиний) и табуевской (каратавий) серий. На Тимане крупный стратиграфический перерыв фиксируется между отложениями борыквинского и быстринского горизонтов или в низах каратавия. Ссылаясь на сходную картину в разрезах рифея Урала, где отмечаются лишь два несогласия [10], и принимая во внимание негеосинклинальную обстановку накопления рифейских формаций, можно констатировать, что отмеченные несогласия свидетельствуют скорее всего о вертикальных перемещениях нескладчатого типа — глыбовых движениях, характерных для зон рифтогенеза.

При отнесении толщ к промежуточным комплексам также очень важным критерием является степень метаморфизма слагающих их пород. Этот вопрос для промежуточных комплексов платформ практически не разработан. Некоторыми исследователями отмечается лишь слабый метаморфизм пород, относимых к отложениям промежуточных комплексов.

Вопрос о степени метаморфизма рифейских отложений Тимана и п-ова Канин продолжает оставаться остро дискуссионным. Устоявшееся априорное представление о рифейских образованиях Тимано-Печорской области как о «толще сильно метаморфизованных отложений» [14, с. 45] поддерживается тем обстоятельством, что региональный метаморфизм рифейских отложений изучен очень слабо и в литературе почти не отражен, если не считать работ В. Г. Гецена [6, 7 и др.], в которых приведены основные черты особенностей регионального метаморфизма рифейских образований п-ова Канин и Северного Тимана. Однако из-за отсутствия четко выработанных критериев трактовка метаморфических фаций остается неоднозначной.

В изученных разрезах рифейских отложений региона преобладают двуслюдистые глинистые сланцы: серицито-хлоритовые, биотито-хлоритовые, серицито-биотитовые и т. д., а также кварцитовидные песчаники (настоящие кварциты крайне редки) и слабометаморфизованные доломиты и известняки с прослоями строматолитов. Такой комплекс пород характерен для стадии метагенеза, поздняя фаза которого частично сопоставляется с начальной стадией регионального метаморфизма — фацией зеленых сланцев [15]. Возникновение кварцитовидных структур и появление хлорита и серицита связывают с метагенезом такие исследователи, как А. Г. Коссовская, А. В. Копелиович и др.

Нельзя не подчеркнуть и то обстоятельство, что по всему разрезу в породах прослеживаются первичные осадочные структуры и текстуры, практически не затронутые процессами метаморфизма, а сами породы обладают идеальной расслоенностью.

Таким образом, образования рифея, по крайней мере в той их части, которую мы можем непосредственно наблюдать, нельзя трактовать как сильнометаморфизованные толщи, поскольку характер их вторичных изменений свидетельствует лишь о том, что они прошли стадию начального этапа регионального метаморфизма. Нельзя скидывать со счета и то обстоятельство, что возраст рифейских отложений насчитывает около 1300 млн. лет и поэтому они претерпели более сильные изменения, чем, например, палеозойско-мезозойские образования, представляющие промежуточные комплексы молодых плит.

Необходимо отметить, что на фоне регионального метаморфизма наблюдаются отдельные массивы или блоки, где породы рифея благодаря многочисленным разрывным нарушениям и более поздним внедрениям по ним магмы преобразованы до амфиболитовой фации. Общая картина преобразованности пород до фации зеленых сланцев может усложняться на отдельных участках наличием контактных зон с изверженными породами, появлением ореолов контактового типа над еще не вскрытыми плутонами [21], а также в зонах повышенной проницаемости у разломов. На п-ове Канин локально проявляется зональный метаморфизм кианит-силлиманитовой фации, наложенный после основного этапа деформации рифейских толщ.

К вопросу о вторичных преобразованиях пород промежуточных комплексов тесно примыкает недостаточно еще изученный вопрос об их физических свойствах. Большинство авторов отмечают лишь промежуточный характер плотности пород, как и степени их метаморфизма, отличающий комплекс от нижележащих образований фундамента и перекрывающих отложений осадочного чехла.

Плотность пород архейско-раннепротерозойского фундамента на севере Русской плиты составляет 2,8—2,9 г/см<sup>3</sup>. Плотности рифейских пород Тимано-Печорской области варьируют от 2,67—2,70 г/см<sup>3</sup> для кварцитовидных песчаников и до 2,7—2,8 г/см<sup>3</sup> для сланцев. Средняя плотность пород рифейских образований принимается равной 2,65—2,75 г/см<sup>3</sup>. Это близко к значениям плотности слабо измененных песчаников рифея севера Русской плиты, составляющим в среднем 2,65 г/см<sup>3</sup>. Плотности пород осадочного чехла, перекрывающего рифейские образования, составляют 2,2—2,5 г/см<sup>3</sup> (венд — нижний кембрий?), 2,63—2,73 г/см<sup>3</sup> (силур), 2,55 г/см<sup>3</sup> (девон). Как видно, на северо-востоке европейской части СССР намечается довольно определенная закономерность в изменении плотностных свойств пород от фундамента через образования рифейского комплекса к отложениям осадочного чехла.

С плотностными свойствами пород связаны и граничные скорости сейсмических волн. Для кровли рифейских отложений они носят некоторый промежуточный характер по отношению к граничным скоростям преломляющих горизонтов, отождествляемых с поверхностью архейско-раннепротерозойского фундамента в Тимано-Печорской области (6,2—7,4 км/с), и к граничным скоростям горизонтов, приуроченных к образованиям осадочного чехла (4,8—6,6 км/с). В кровле рифейских образований наблюдается широкий разброс граничных скоростей: от 5,7 до 6,9 км/с, что зависит от степени метаморфизма и дислоцированности пород.

Для промежуточных комплексов характерно проявление чаще всего основного магматизма: излияния базальтов, диабазов. Отмечается переслаивание вулканогенных толщ: базальтовых лав и туфов — с терригенными породами [26].

В отношении проявлений магматизма рифейские толщи региона ближе всего стоят к платформенным образованиям. На севере Русской плиты проявления магматической деятельности практически не известны, если не считать обогащения туффитовым материалом маломощных гори-

зонтов в составе рифейских толщ. В пределах Тиманского поднятия проявление рифейского магматизма известно лишь на Среднем Тимане, где обнаружена пластовая залежь диабазов, согласно залегающая среди биотито-серицитовых сланцев [23]. Абсолютный возраст диабазов 1100—1200 млн. лет, т. е. среднерифейский, как и возраст вмещающих толщ [16]. Интересно отметить, что возраст диабазов соответствует периоду тектонической активности, связанной с развитием внутриплатформенной рифтогенной структуры на Урале [11].

Многочисленные и разнообразные магматические проявления отмечаются в пределах наиболее изученной бурением Ухта-Ижемской зоны Тимана. Здесь вскрыты граниты, сиениты, диабазы, габбро, залегающие в виде даек и штоков. Интрузии гранитов и сиенитов вскрыты в прилегающей с востока Ижма-Печорской впадине. Абсолютный возраст интрузий, определенный К—Аг-методом и колеблющийся в широких пределах, большинством исследователей принимается в 640—660 и 550—610 млн. лет. На п-ове Канин самыми древними, с абсолютным возрастом 570—585 млн. лет, являются габбро-диабазы, залегающие в форме даек. По-видимому, внедрение их произошло после деформации рифейских толщ, но до стадии наложения зонального метаморфизма.

Таким образом, магматические проявления отмечаются в виде секущих рифейские породы даек более позднего возраста. Внедрение этих более молодых интрузий по времени соответствует венду — раннему кембрию и синхронно второму периоду оживления тектономагматической активности на Урале [11]. Характер всех магматических проявлений свидетельствует об отсутствии геосинклинального магматизма.

Совокупность рассмотренных признаков рифейских образований северо-востока европейской части СССР позволяет отнести их к промежуточному комплексу. Ни один из признаков, по крайней мере в доступной для изучения части разреза рифейских отложений, не отвечает характерным чертам, присущим образованиям фундамента [25, с. 36]. Однако надо иметь в виду, что рифейские отложения на больших глубинах, более 6—8 км, в пределах авлакогенов интенсивно переработаны и по своим петрофизическим свойствам не отличаются от пород фундамента. Это дает основание некоторым исследователям рассматривать отложения рифейского комплекса как «более молодой верхний фундамент» [8], что вряд ли правильно. Более обоснованным в таком случае представляется рассматривать рифейские образования в качестве «локально складчатого, местами метаморфизованного авлакогенного комплекса» [24, с. 12].

Выделение рифейского промежуточного комплекса на северо-востоке европейской части СССР позволяет, во-первых, рассматривать Тимано-Печорскую область не как молодую плиту с байкальским фундаментом, а в качестве краевой системы древней Восточно-Европейской платформы. Характерной чертой Тимано-Печорской краевой системы, как и других краевых систем платформ, является насыщенность структурными элементами, свойственными как платформенным, так и складчатым областям.

Во-вторых, выделение промежуточного комплекса позволяет по-новому оценить ранний этап геотектонического развития региона и установить преемственность развития структур осадочного чехла от структур, заложенных во время формирования промежуточного комплекса.

И в-третьих, промежуточный комплекс Тимано-Печорской краевой системы, сложный слабометаморфизованными породами, может представлять значительный интерес не только в смысле поисков медно-никелевых, полиметаллических, редкоземельных руд [8], но и как потенциальный объект для постановки нефтегазопромысловых работ [4, 5].

#### Литература

1. Акимова Т. И. Геохронология докембрия Тимана // Сов. геология. 1980. № 12. С. 71—85.
2. Берлянд Н. Г., Бушуев А. С., Гинтов О. В., Кривцов К. К. О возрасте фундамента Большеземельской тундры // Сов. геология. 1980. № 8. С. 95—104.

3. Берлянд Н. Г., Запорожцева И. В. О глубинном строении области сочленения севера Урала и Восточно-Европейской платформы//Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 5. С. 1186—1189.
4. Борисов А. В., Овчинников Э. Н., Цехмейстрюк А. К. О рифей-вендском комплексе Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции//Перспективы нефтегазоносности переходных комплексов молодых платформ. М.: Изд. ИГиРГИ, 1985. С. 150—155.
5. Буданов Г. Ф., Бакланов Э. К., Еланский Л. Н. Перспективы рифейского комплекса Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции//Нетрадиционные источники углеводородов//Тр. ВНИГРИ. Л., 1982. С. 97—103.
6. Гецен В. Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л.: Наука, 1975. 142 с.
7. Гецен В. Г., Андреев В. Л. Эволюция метаморфизма верхнепротерозойского комплекса Тимана по геолого-геохронологическим данным//Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 6. С. 1424—1428.
8. Ермоленко Ю. П., Бондарев В. П., Добровольский В. В. Новые данные о фундаменте Тимана//Проблемы геологии Европейского севера СССР. М.: Наука, 1984. С. 5—34.
9. Иванов С. Н. О байкалидах Урала//Докл. АН СССР, 1977. Т. 237. № 5. С. 1144—1147.
10. Иванов С. Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. Свердловск, 1979. 78 с.
11. Иванов С. Н. О байкалидах Урала и Сибири//Геотектоника. 1981. № 5. С. 47—63.
12. Иванов С. Н. Предыстория геосинклиналей//Природа. 1983. № 6. С. 60—68.
13. Келлер Б. М. О формациях рифея (Енисейский кряж, Южный Урал)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 7. С. 99—106.
14. Кремс А. Я., Вассерман Б. Я., Матвиевская Н. Д. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа. М.: Недра, 1974. 332 с.
15. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М.: Высш. шк., 1974. 398 с.
16. Мальков Б. А. О возрасте диабазов в быструхинской свите Среднего Тимана//Докл. АН СССР. 1969. Т. 189. № 4. С. 827—830.
17. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез на древних платформах. М.: Недра, 1983. 280 с.
18. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 297 с.
19. Муратов М. В. Главнейшие тектонические подразделения территории СССР и прилегающих частей Евразии//Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 3—15.
20. Оффман П. Е. Происхождение Тимана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 138 с.
21. Разницын В. А. Тектоника Южного Тимана. Л.: Наука, 1964. 150 с.
22. Разницын В. А. Тектоника Среднего Тимана. Л.: Наука, 1968. 220 с.
23. Разницын Л. А., Разницын В. А. О новой находке диабазов в метаморфической толще рифея Среднего Тимана//Материалы по геологии Северного Урала и Тимана. Сыктывкар: Геол. ин-т Фил. Коми АН СССР, 1962. С. 151—156.
24. Строение нефтегазоносных областей СССР. М.: Наука, 1985. 104 с.
25. Структура фундамента платформенных областей СССР. Л.: Наука, 1974. 400 с.
26. Шаблинская Н. В. Строение промежуточных комплексов молодых и древних платформ СССР, их сравнительный анализ и условия нефтегазоносности//Перспективы нефтегазоносности переходных комплексов молодых платформ. М.: Изд. ИГиРГИ, 1985. С. 36—45.
27. Шатский Н. С. О тектонике Арктики//Геология и полезные ископаемые севера СССР. Т. I. Геология. Л.: Изд. ГСМП, 1935. С. 149—163.
28. Шатский Н. С. О прогибах донецкого типа. Избр. труды. Т. II. М.: Наука, 1964. С. 544—553.
29. Шатский Н. С. О тектонике Восточно-Европейской платформы. Избр. труды. Т. II. М.: Наука, 1964. С. 225—250.
30. Шатский Н. С., Богданов А. А. О Международной тектонической карте Европы масштаба 1:2 500 000//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 4. С. 3—25.
31. Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1950. 564 с.

Всесоюзный научно-исследовательский геолого-разведочный институт, Ленинград, 193036;  
ПГО «Архангельскгеология», Архангельск, 164700

Поступила в редакцию  
20.X.1987



УДК 551.24 : 551.8(234.85)

ЯЗЕВА Р. Г., ПУЧКОВ В. Н., БОЧКАРЕВ В. В.

**РЕЛИКТЫ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ  
В СТРУКТУРЕ УРАЛА**

Андезитондные магматиты Урала интерпретируются как комплексы активной окраины Казахстанского палеоконтинента. Геолого-геохимическое изучение этих комплексов позволило установить их дискретную пространственную миграцию с параллельной эволюцией состава андезитов от островодужных известково-щелочных до континентальных (возрастание содержания Rb, Sr, Cs и т. д.). Режим активной окраины проявился в палеотектонических и палеогеографических обстановках энзиматических юных и зрелых островных дуг ( $S_1$ ,  $D_1$  и  $D_2$ ), развивавшихся по япономорскому типу с миграцией в сторону палеоокеана, и краевых орогенных поясов кордильерского и андского типов ( $S_2$ ,  $D$ ,  $C$ ), последовательно смещавшихся в восточном направлении с гетерогенной базитовой коры на сналическую. Выявлена магматическая и металлогеническая зональность данных палеоструктур, обусловленная динамикой процессов субдукции и проявившаяся в парной сопряженности геологически синхронных базальтоидных (железоносных) и андезитондных (медь, золото) вулканоплутонических ассоциаций.

Восстановление геологической истории Урала как эпикоеанической структуры, реконструкции палеотектонических и палеогеографических обстановок, выполненные в последние полтора десятилетия, позволили существенно уточнить временные границы и вещественный состав комплексов, отвечающих главным стадиям и геотектоническим режимам формирования региона. Установлено, что океан и система краевых морей с корой океанического типа существовали на месте современного складчатого Урала с раннего ордовика до среднего девона [25, 26]. Реликты палеоокеанических комплексов этого возраста сохранились лишь в зонах скупивания меланократового фундамента более молодых геоструктур Урала.

В западном обрамлении складчатой области вдоль края Восточно-Европейской плиты на расстоянии нескольких тысяч километров прослежены синхронные палеоокеаническим батинальные осадочные комплексы. Их литология, фациальная зональность, мощности, металлогения свидетельствуют о накоплении в геотектоническом режиме пассивной континентальной окраины [21].

Восточная периферия уралид и область их сочленения с каледонидами Центральноказахстанской складчатой области характеризуются широким развитием разновозрастных андезитовых вулканитов, крупных тоналит-гранодиоритовых плутонов, медно-порфировой и железоскарновой минерализации, что позволило сравнить геотектоническую обстановку формирования этой части Урала с режимом активных континентальных окраин.

Казахстанский континент, реликты активной окраины которого по сути дела и представляют собой весь восточный склон Урала и его продолжение в фундаменте Западно-Сибирской плиты, был по сравнению с Восточно-Европейским меньшим по площади и более молодым по времени образования. Лишь во второй половине ордовика раннекаледонская (таконская) складчатость спаяла в единый континентальный массив мозаику докембрийских микроконтинентальных блоков, разделенных глубоководными впадинами [24]. На юге континент включал в себя также ранние каледониды Северного и Среднего Тянь-Шаня и граничил с океанической впадиной Южного Тянь-Шаня. На востоке континент обрамлялся океаническими впадинами Джунгаро-Балхашской и Иртыш-Зайсанской зон. Большинство исследователей достаточно обоснованно

считают, что непосредственно на северном продолжении ранних каледонид Центрального Казахстана расположен массив докембрийской консолидации, известный в литературе под названиями Мансийского, Иртыш-Надымского и др. Этот массив к началу силура, по-видимому, также входил в состав континента. Между Восточно-Европейским и Казахстанскими континентами, которые были разделены океаническим пространством, располагалось несколько микроконтинентов — Восточно-Мурзунский, Мурзинско-Адуйский, Салдинский, Березовский и др.

В силу многократного скупивания и деформации разновременных образований главными критериями для выделения крупных геологических палеоструктур становятся состав магматических формаций, играющих роль структурных индикаторов, их последовательность в вертикальных и латеральных рядах, геохимические особенности магматитов (Rb, Sr, концентрации сидерофильных элементов, P3Э и др.), литологические особенности сопутствующих осадочных комплексов. На основе этих критериев в складчатой структуре Урала выделены реликты энсиматических юных и зрелых островных дуг, а также краевых поясов кордильерского и андского типов [5].

### ОСТРОВНЫЕ ДУГИ

Островодужные энсиматические комплексы описаны на примере колчеданосных районов Урала в качестве первичных (эпиокеанических) вулканических поясов или барьерных зон [10, 20]. Подобно своим современным аналогам уральские энсиматические дуги включают продукты примитивных толеитовых магм: спилит-кварц-альбитофиртовую и базальт-порфиритовую формации. Геологические и геохимические данные свидетельствуют о том, что толеитовые дифференциаты формировались в условиях маломощной (менее 15 км) коры океанического типа [28]. Палеобазальты спилит-кварц-альбитофиртовой формации, как и ассоциирующие с ними кератоспилиты и кислые породы, обладают всеми признаками толеитов островодужного типа и их производных: низкими содержаниями  $K_2O$  и суммы щелочей, ясно выраженным накоплением железа и титана в процессе эволюции составов от основных к средним, стабильно низкими содержаниями Rb и Sr (рис. 1). Низкие концентрации Zr, Ti, P3Э отличают эти палеобазальты от инициальных океанических толеитов. Основные эффузивы базальт-порфиритовых комплексов (ирендыкского, гумбейского и др.) по геохимическим характеристикам (высокое Ni/Co, низкие содержания Sr, P3Э,  $Na_2O'$ ) во многом близки вулканическим породам Южных Сэндвичевых островов, возникших на границе двух океанических плит.

Спилитовые и базальт-порфиритовые пояса обычно слагают смежные, геологически синхронные структуры, подобные осевым и тыловым зонам островных дуг. Таковы, например, рефтинский спилитовый и томинский базальт-порфиритовый комплексы в раннем силуре Алапаевско-Варненской зоны, бурибайский и ирендыкский — в раннем девоне, карамалыташский и гумбейский — в среднем девоне Магнитогорской зоны. Если извержения основных магм обычно происходили из глубоководных аппаратов трещинного типа в условиях преобладающих растягивающих усилий, благоприятных для свободного подтока магмы (комплексы параллельных даек, подушечные лавы), то базальт-порфиритовые формировались в условиях сжатия, подъема вулканической дуги. Первые несут сульфидные залежи (с преобладанием сульфида железа), вторые — медно-вкрапленные рудопроявления (салаватский тип).

В зрелых палеодугах помимо перечисленных выше комплексов впервые появляются известково-щелочные андезитовые вулканы, несущие золото-барит-полиметаллическую колчеданную минерализацию типа Куроко (андезит-дацитовая формация, аналог современных «зеленых туфов»). Примерами подобных комплексов — реликтов зрелых палеодуг являются баймакский и улутауский ( $D_2$ ), правдинский и пильненский ( $S_2$ ). По геохимическим данным, они накапливались на более мощном цоколе, включавшем как палеоокеанические, так и островодужные толеи-

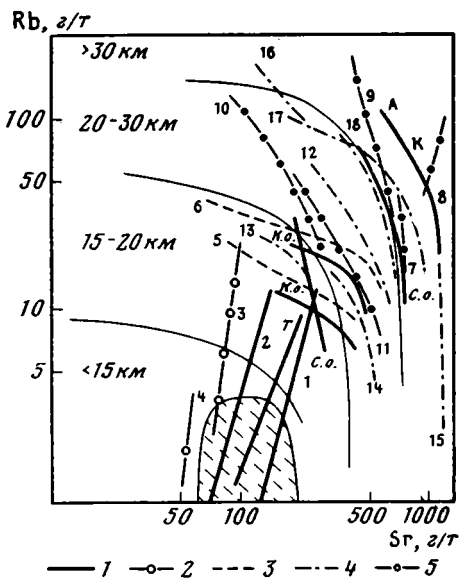


Рис. 1

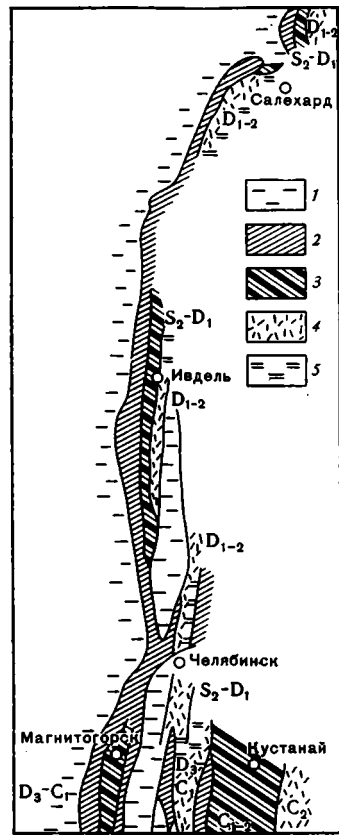


Рис. 2

Рис. 1. Диаграмма Rb — Sr для вулканических комплексов Урала  
 1—3 — формации островных дуг: 1 — спилит-кварц-альбитофировая, 2 — базальт-порфиритовая, 3 — андезит-дацитовая; 4—5 — формации краевых поясов: 4 — андезитовая, 5 — андезит-базальтовая, трахит-базальтовая, трахилипарит-базальтовая. Цифры — вариационные линии комплексов: 1 — спилит-кварц-альбитофировые, S<sub>1</sub>, 2 — то же, D<sub>2</sub>, 3 — ирендыкский, D<sub>2</sub>, 4 — томинский, S<sub>1</sub>, 5 — павдинский, S<sub>2</sub>, 6 — улутауский, D<sub>2</sub>, 7 — именовский, S<sub>2</sub>, 8 — туринский, S<sub>2</sub> — D<sub>1</sub>, 9 — колтубанский D<sub>3</sub>, 10 — березовский, C<sub>1</sub>, 11 — валерьяновский, C<sub>1-2</sub>, 12 — мичуринский, катенинский, S<sub>2</sub>, 13 — сухоложский, D<sub>2</sub>, 14 — войкарские, D<sub>1-2</sub>, 15 — северососьвинский, D<sub>2</sub>, александровский, C<sub>1</sub>, 16 — восточномугоджарский, C<sub>1</sub>, 17 — кабанский, C<sub>1</sub>, 18 — краснотурьинский, D<sub>1</sub>. Буквами обозначены вариационные линии: К. о. — Курильские острова [16], С. о. — Соломоновы острова [35], А — К — Анды — Каскадные горы [14]. Заштриховано поле составов океанических толеитов. Эмпирическая мощность коры для современных вулканических комплексов — км; дугообразными сплошными линиями ограничены поля соответствующих составов [31].

Рис. 2. Схема размещения комплексов активной континентальной окраины на Урале  
 1 — комплексы пассивной окраины и микроконтинентов; 2 — тектонические скученные комплексы океанической коры и энсиматических островных дуг; 3 — базальтоидные (железоносные) вулканоплутонические ассоциации краевых поясов; 4 — андезитондные (меденосные) вулканоплутонические ассоциации краевых поясов; 5 — трахиандезит-монцодиоритовые ассоциации

товые производные, продукты их гидротермального метаморфизма и ранние сульфидные руды. О возросшей мощности коры свидетельствуют также значительные объемы кремнекислых вулканитов и химизм известково-щелочных андезитов, в которых содержания Rb, Sr (см. рис. 1), калия, сидерофильных элементов и РЗЭ типичны для островодужных образований [28, 31, 33]. Известково-щелочной вулканизм сопровождался накоплением мощных толщ вулканогенной молассы и флиша [27].

И для силурийских, и для среднедевонских островодужных комплексов известны синхронные вулканиты и осадки терригенно- и кремнистоспилит-диабазовой формаций, сопоставимые с образованиями краевых

морей. К западу от силурийской палеодуги (павдинский комплекс) сохранились пластины более ранней, ордовикской, терригенно-спилитовой формации (реликты преддуговой зоны скупивания или аккреционного клина), а к востоку, в Краснотурьинском, Серовском районах выявлены комплексы силурийской кремнисто-спилитовой формации с пакетами параллельных даек и альпинотипными гипербазитами (реликты образования краевого спредингового моря). Аналогичные островодужные образования также силурийского возраста установлены в Алапаевско-Варненской зоне Урала [9]. В Магнитогорской зоне широко известными реликтами протяженной островной дуги являются среднедевонские эффузивы базальт-порфиритовой формации хр. Ирэндик, баймакского и улу-тауского андезит-дацитовых комплексов. К западу от них залегает серия тектонических пластин (аккреционный клин), сложенных породами терригенно-спилит-диабазовой силурийской формации (поляковский комплекс), конденсированными осадочными кремнисто-терригенными отложениями океанического чехла (силурийско-эйфельские сакмарская, мазовская, туратская свиты [18]), а также меланжированными офиолитами. К востоку, в тылу палеодуги располагаются среднедевонские образования краевых спрединговых морей (спилиты, пакеты параллельных даек, кремнистые сланцы Домбаровской и Западно-Мугоджарской зон) [26]. Таким образом, по сравнению с силурийским временем островодужный режим сместился в девоне к западу, в сторону пассивной окраины и палеоокеана.

### КРАЕВЫЕ ПОЯСА

На Урале в качестве краевого вулканического пояса впервые был выделен Валерьяновский [2, 25]. Предполагалось вначале, что этот режим проявился на Урале со среднего карбона [3]. Однако геологические и геолого-геохимические исследования показали, что подобные вулканоплутонические структуры, сложенные андезитидными магматитами, формировались и в течение всего девона [22, 29]. Вулканоплутонические ассоциации, развитые в виде поясов в центральной и особенно в восточной части Уральской складчатой области и наложенные на относительно мощную и зрелую кору, по обстановкам накопления, химизму и металлогенической специализации магматитов эмпирически можно разделить на два типа: железоносные базальтоидные и меденосные (с золотом) андезитоидные.

Базальтоидные вулканоплутонические ассоциации включают накопления вулканогенного флиша и грубообломочных тефроидов андезит-базальтовой и трахит(трахилипарит)-базальтовой формаций, подчиненные объемы грубообломочных туфов, подушечные лавы и гиадокластиты щелочных вулканитов, небольшие массивы габбро, кварцевых диоритов, сиенитов, гранитов. С вулканогенным флишем чередуются мощные пачки известняков. В фундаменте железоносных вулканоплутонических (точнее, интрузивно-вулканических) ассоциаций и в обломках среди базальных конгломератов в их основании установлены рассланцованные вулканиты спилит-кварц-альбитофировых комплексов, колчеданные руды, породы базальт-порфиритовой и терригенно-спилитовой формаций.

Известными примерами железоносных вулканоплутонитов на Среднем, Северном и Полярном Урале могут служить именновский андезит-базальтовый и перекрывающий его туринский трахит-базальтовый комплексы ( $S_2-D_1$ ) с комагматичными интрузивами Тагило-Кушвинского габбро-сиенитового комплекса и их возрастные аналоги (рис. 2). На Южном Урале подобную ассоциацию составляют колтубанский базальт-андезит-базальтовый ( $D_2$ ), березовский трахилипарит-базальтовый ( $C_1t-v$ ) и комагматичный ему магнитогорский габбро-гранитный комплексы, а в Прииргизье — подушечные лавы и параллельные дайки континентальных толентов ( $C_1v-C_2b$ ), массивы габбро, гранодиоритов и гранитов. В Зауралье располагаются наиболее мощные проявления железоносных магматитов (и наименее деформированные при мезозойском орогенезе): андезит-базальтовый валерьяновский ( $C_{1-2}$ ) и соколово-сар-

байский габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс с крупнейшими железоскарновыми месторождениями. На примере железоносной ассоциации Среднего и Северного Урала удалось выявить латеральную зональность по составу и фациям слагающих ее вулканитов. Эффузивы туринского трахит-базальтового комплекса образуют два типа разрезов: лавокластический (западный, или Карпинско-Кушвинский) и флишоидный (восточный, или Серовско-Лайский). Западный тип разреза представляет собой реликт подводной вулканической гряды, сложенной подушечными лавами и гиадокластитами трахибазальтов, шошонитов [17] с умеренными (500—600 г/т) содержаниями стронция. Восточный тип разреза — это мощные (2—3 км) накопления вулканогенного флиша и пепловых туфов высокостронциевых щелочных трахитов, редкие экзструзии сиенит-порфиоров (Sr 1000—1500 г/т). Щелочность, кремнекислотность, содержания Rb и Sr, отражающие мощность подстилающей коры, в синхронных вулканитах возрастают, таким образом, с запада на восток.

Андезитоидные вулканоплутонические ассоциации включают вулканогенные толщи андезитовой и трахиандезитовой формаций, гипабиссальные массивы диоритовых порфиритов и крупные батолитоподобные плутоны тоналит-гранодиоритового и габбро-диорит-гранодиоритового состава. Интрузивы в них составляют более половины объема магматитов. В обнаженных уралидах наиболее полно представлены девонские ассоциации, которые в виде крупных фрагментов первично-единного (?) вулканоплутонического пояса прослежены от Полярного Урала [29] до Оренбургского Зауралья [22]. Самые ранние его комплексы (андезитовые мичуринский и катенинский в Челябинско-Варненской зоне, краснотурьинский — на Северном Урале, юрым-соимский — на Полярном), а также габбро-тоналит-гранодиоритовые плутоны (Нижнесанарский, Мариновский, Рефтинский, Лагортинско-Кокпельский) начали формироваться в позднем силуре — на юге и в пражском веке — на севере Урала. Главные объемы девонского андезитоидного магматизма приходятся на середину и конец периода: Войкарский, Краснотурьинско-Ивдельский, Алапаевско-Челябинский вулканоплутонические пояса, а на юге — айдырлинский, еленовский, буруктальский вулканоплутонические комплексы. С андезитоидными магматитами девонского возраста связаны медно-порфировые и медноскарновые месторождения.

На примере войкарской и алапаевско-челябинской вулканоплутонических ассоциаций также установлена латеральная зональность по щелочности слагающих их магматитов. В Войкарской зоне Полярного Урала с запада на восток наземные андезитовые и тоналит-гранодиоритовые комплексы нормальной щелочности ( $D_{1-2}$ ) сменяются геологически синхронными ( $D_{1c}$ ) и более молодыми ( $D_3-C_1$ ) трахиандезит-монцодиоритовыми [30]. Как и в более ранних базальтоидных магматитах, здесь проявилось направленное возрастание содержаний калия, Rb, Sr, Ba, R3Э. Далее на восток под рыхлыми отложениями Западно-Сибирской низменности погребены толщи вулканотерригенной молассы  $D_3-C_1$  (>1 км мощностью) и трахиандезитовых пирокластолитов, налегающих на допалеозойские комплексы Березовского и Салдинского микроконтинентов [11]. Южнее, в девоне Алапаевско-Варненской зоны Урала аналогичные пражско-эйфель-живетские K—Na-андезиты, андезитобазальты с комагматичными гранитоидами рефтинского и некрасовского комплексов к востоку и юго-востоку сменяются эйфельскими, живетскими и франскими трахиандезитами и граносиенитами Надыро-Мостовского комплекса.

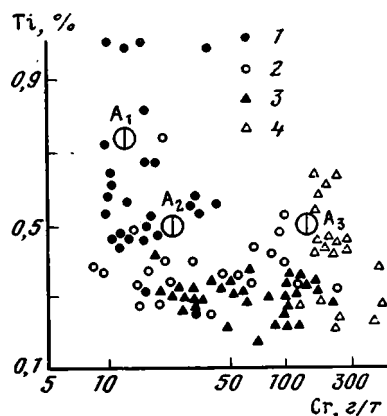
Протяженный андезит-гранодиоритовый пояс позднедевонско-раннекаменноугольного возраста с медно-порфировыми, медноскарновыми и золоторудными месторождениями обнажен к востоку от девонского в Алапаевско-Варненской зоне и Зауралье. Под рыхлыми отложениями Западно-Сибирской низменности он прослеживается до широты Северного Урала. В фундаменте его залегают терригенно-кремнистые и кремнисто-спилит-диабазовые толщи  $O_{1-2}$  и  $S_1$  [9], допалеозойские метаморфиты Восточно-Мугоджарского микроконтинента, а также пестроцветная

вулканотерригенная моласса фамена [1], т. е. континентальные обломочные фации более раннего, девонского пояса. Андезитоидные магматиты  $D_3-C_1$  слагают две синхронные, но пространственно разобщенные вулканоплутонические ассоциации: малокальцевую (восточную) и нормальнокальцевую (западную). Первая включает андезитовые эффузивы варненского (фамен) и александровского ( $C_{1v}$ ) комплексов, серию гипабиссальных массивов диоритовых порфиритов (Новониколаевские, Карамысовский и др.) и цепь тоналит-гранодиоритовых плутонов Милютинско-Михайловского комплекса. Содержания калия в андезитах и комагматичных плутонитах составляют 0,5—2,5%, Rb 0—60 г/т, Sr 100—1000 г/т (см. рис. 1). Вторую ассоциацию слагают трахиандезиты кабанского комплекса ( $C_{1t-v}$ ), диоритовые порфириты зеленодольской, каменской групп массивов и гранодиоритовые плутоны пластовского комплекса с 2,5—3%  $K_2O$ , 60—100 г/т Rb и 600—950 г/т Sr. Калиевость и содержания литофильных элементов в магматитах возрастают в сторону Восточно-Мугуджарского микроконтинента.

Самое восточное положение занимает Убаганская андезит-дацит-гранодиоритовая ассоциация  $C_2$ , магматиты которой прорывают допалеозойские метаморфиты края Казахстанского континента. Сходные субщелочные андезитодациты и гранодиориты известны в континентальном Восточно-Мугуджарском блоке [8].

Вулканоплутониты как базальтоидных, так и андезитоидных ассоциаций характеризуются геохимическими особенностями континентальных магматитов. По содержаниям стронция (400—1000 г/т) базальты и андезитобазальты именновского, колтубанского, валерьяновского, субщелочных туринского, березовского комплексов однозначно отличаются от аналогичных эффузивов базальт-порфиритовой формации энсиматических островных дуг (50—120 г/т). Концентрации Rb в них также высоки (до 200 г/т). Комагматичные плутонические породы систематически богаче вулканитов кальцием, стронцием, рубидием [4].

Рис. 3. Диаграмма Ti — Sr для андезитов и гранодиоритов Урала  
1 — толеитовые андезиты энсиматических юных островных дуг; 2 — известково-щелочные андезиты зрелых островных дуг (андезит-дацитовая формация); 3 — известково-щелочные (континентальные) андезиты краевых поясов; 4 — гранодиориты, тоналиты.  $A_1, A_2, A_3$  — андезиты Тонга, Курильских, Соломоновых островов и Анд соответственно [14, 16, 35]



В андезитах, гранодиоритах, тоналитах андезитоидных вулканоплутонических комплексов концентрации Sr варьируют в широких пределах. Они минимальны в продуктах ранних фаз магматизма (варненский, суходожский андезитовые комплексы), но достигают 1400—2000 г/т в завершающих фазах магматитов девонского пояса и в раннекаменноугольных вулканоплутонитах. Содержания Rb относительно низки (10—25 г/т) в андезитоидах апофиолитовых ассоциаций (войкарской, рефтинской и др.) и заметно повышаются, как и калий, в сиалических блоках (восточномугуджарский комплекс [8]). И базальтоидные, и андезитоидные вулканоплутониты идентичны по уровню концентраций Rb и Sr с магматитами краевых поясов кордильерского (Новая Гвинея, примыкающая часть Соломоновых островов, Каскадные горы) и андского (Чилийские Анды) типов (см. рис. 1).

Содержания Ti, Zr, Ni в андезитах современных активных окраин уменьшаются, а Sr, V — закономерно возрастают от базальтоидных

дифференциатов в островодужных обстановках к продуктам собственно андезитовых магм в окраинно-континентальных поясах [14]. На примере уральских андезитовых магматитов (рис. 3) можно видеть, что концентрации титана максимальны, а хрома — минимальны в кератоспилитах (толеитовых андезитах) энсиматических островодужных комплексов. Их антиподами являются андезиты и гранодиориты, тоналиты вулканоплутонических ассоциаций девона и раннего карбона. Известково-щелочные андезиты зрелых островных дуг (павдинский, улутауский комплексы) по концентрациям тугоплавких элементов-примесей занимают промежуточное положение. Первые идентичны современным толеитовым андезитам островов Тонга, толеитовой серии Фиджи, вторые — андезитам Новой Гвинеи, Соломоновых островов, Анд, третьи — андезитам Курильских островов.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для современных активных континентальных окраин и для островных дуг давно подмечено, что базальтоидные (толеитовые) комплексы сменяются известково-щелочными андезитоидными в направлении к континенту в соответствии с наклоном зоны субдукции [15], а металлогеническая специализация соответствующих магматитов меняется от колчеданной или железоскарновой до золотомедной и далее — до полиметаллической и редкометальной [23]. В этом же направлении в однотипных эффузивах и плутонитах возрастают содержания калия и других литофильных элементов.

Анализ размещения андезитоидных и базальтоидных вулканоплутонических комплексов в пределах Уральского региона выявил их парную сопряженность, взаимосвязанность в рамках единых магматических поясов, протягивавшихся от полярных районов до казахского Зауралья и отвечающих трем возрастным уровням (с запада на восток): позднесилурийско-девонскому, позднедевонско-раннекаменноугольному и среднекаменноугольному (см. рис. 2). На север Урала подобную пару составляют вулканоплутониты  $S_2-D_1$  Щучьинской зоны с железоскарновыми месторождениями и девонские андезитоиды Войкарской — с медно-порфировой минерализацией. В Тагильской зоне их продолжением являются железоносная Тагило-Кушвинская ассоциация и Ивдельско-Краснотурьинская с медными скарнами, бокситами в удаленных фациях. В Магнитогорской зоне среднедевонские магматические комплексы (реликты энсиматических палеодуг и краевого моря), метаморфиты древних блоков послужили фундаментом для магматических пород более молодого пояса ( $D_3-C_1$ ). Его реликтами являются синхронные магнитогорская железоносная базальтоидная ассоциация и располагающиеся восточнее кабанско-пластовская, карамысовско-варненская андезит-гранодиоритовые ассоциации, включающие и зауральские тоналит-гранодиоритовые плутоны с золотым, медно-порфировым и медноскарновым оруденением. В среднем карбоне аналогичный пояс составляли иргизская, валерьяновская (железоскарновые) и убаганская (редкометально-полиметаллическая) ассоциации.

Андезитоидные вулканоплутониты, несущие медь и золото, неизменно расположены восточнее синхронных базальтоидных. В этом же направлении возрастает калиевоность, концентрации Rb и Sr в однотипных магматитах, что по аналогии с современными мобильными зонами логично увязать со стабильным восточным погружением палеозоны Беньофа в сторону Казахстана континента.

Литологический состав вулканогенно-осадочных комплексов железоносных ассоциаций свидетельствует об обстановке прогибания и локального растяжения коры: преобладание глубоководных, флишоидных фаций, мощные пачки известняков, подушечные лавы, гялокластиты, наличие параллельных базальтовых даек [7]. Эти обстановки, реализующиеся между зонами аккреции и областями наземного андезитоидного вулканизма, в современных субдукционных системах изучены очень плохо, и их геодинамическое значение не понято. Возможно, что условия

локального растяжения во фронтальной части зоны субдукции возникают над описанной сейсмологами областью излома погружающейся литосферной плиты [12].

Литологический состав вулканогенно-осадочных комплексов в синхронных андезитовидных ассоциациях свидетельствует о формировании в условиях воздымания: наземные вулканы, признаки латеритных кор выветривания (бокситы), мощная пестроцветная моласса. Сводовые поднятия сопровождалась внедрением крупных тоналит-гранодиоритовых плутонов. Наличие латеральной зональности по калиевости магматитов говорит о масштабности этих структур в геологическом прошлом.

Сопряженность обстановок растяжения и сжатия естественно вытекает из динамики процесса субдукции и подтверждается строением современных активных окраин. Чередующиеся зоны положительных и отрицательных изостатических аномалий трактуются как следствие волнообразного коробления земной коры под действием горизонтального сжатия [13]. Вблизи желоба обычно расположено амагматичное поднятие или аккреционный клин: сгруженные офиолиты и комплексы отмершей дуги. Затем выделяется прибрежный или междуговой прогиб с островодужными толентами или известково-щелочными базальтоидными магматитами и далее — активная вулканическая дуга или береговой хребет с андезитовидными вулканоплутонитами. За островными дугами далее к континенту снова располагается зона растяжения (краевое море), а за эпиконтинентальными поясами — внутренний прогиб, заполненный молассовыми толщами. Ширина таких систем достигает 300—400 км. Подобной зональностью обладают Курильская дуга, западное побережье Южной Америки [32, 34], она выявлена для мезозойского северо-востока Азии [19] и палеозойского Центральноазиатского пояса [6].

В уральских поясах геодинамическая, магматическая и металлогеническая зональность наиболее наглядно проявлена в самых молодых, каменноугольных. Фронтальному аккреционному клину субдукционной системы этого возраста отвечают Сакмаро-Вознесенская и продолжающая ее на север Серовско-Маукская зоны серпентинитовых меланжей, включающих в свой состав блоки пород в возрастном интервале от силура до карбона; реликтам прибрежного прогиба отвечают впадины Кизильской, Полтаво-Брединской, Иргизской и Валерьяновской зон, а орогенным поясам кордильерского и андского типа — вулканоплутонические ассоциации Челябинско-Варненской и Убаганской зон. Ширина указанной системы составляет 200—300 км, что близко соответствует ширине современных аналогов. Аналогичные, но тектонически сближенные латеральные ряды сопряженных магматических и вулканогенно-осадочных комплексов активной окраины отмечались выше для девонского краевого пояса.

Магматизм и эволюция режима уральской активной континентальной окраины на стадии островных дуг отвечают япономорскому типу (с миграцией зон активного вулканизма в сторону океана): силурийские островодужные комплексы развиты в Восточной и Тагильской зонах Урала, а девонские — в Магнитогорской. Стадия краевых поясов наиболее близко соответствует современным обстановкам кордильерско-андского типа, где в отличие от охотско-чукотской активной окраины омоложение вулканоплутонических поясов идет в глубь континента. Полярное несходство этих обстановок объясняется различиями в относительной подвижности континентальной и океанической плит [6, 14]. Предполагается, что Американская континентальная плита надвигается на океаническую кору за счет спрединга в Атлантическом океане, тогда как вдоль западной тихоокеанской окраины в зоне субдукции происходит поддвиг океанической коры под океаническую и континентальную. По аналогии с современными краевыми структурами можно предполагать, что вдоль восточной окраины Уральского палеоокеана режим пододвигания океанической коры под океаническую и континентальную, существовавший с раннего силура, сменился в среднем девоне режимом надвигания Казахстанского континента на палеоокеаническую область при



стабильном восточном погружении зоны субдукции. В конце карбона возможности субдукционного механизма были исчерпаны; последние реликтовые участки океанической коры были перекрыты надвигающимся континентом, вследствие чего андезитовидный вулканизм затухает. Происходит коллизия континентов с образованием главной сутурной зоны Урала — Главного уральского глубинного разлома. Общее скупивание коры и значительное увеличение ее мощности приводит к палингенезу и образованию батолитоподобных интрузий К-Na-гранитоидов [26].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение эволюции палеозойской активной континентальной окраины на Урале позволяет отметить проявление здесь следующих закономерностей.

1. На Урале, как и в пределах молодых активных окраин, смещение зоны субдукции на япономорской стадии происходило от континента, а на кордильерско-андской — в глубь континента.

2. Смещение зоны происходило не постепенно, а путем резкого (в масштабах геологического времени) перескока.

3. Над зоной субдукции вулканиды образовывали парные вулканоплутонические пояса — базальтоидный с относительно неглубокими очагами выплавок и андезитовидный с более глубинными очагами, что указывает на направление погружения зоны субдукции.

4. Отражением палеотектонических обстановок, возрастающей мощности и зрелости коры является химизм формирующихся магматитов. От островодужных комплексов к образованиям краевых поясов кордильерского и андского типов в уральских андезитовых эффузивах возрастают содержания К, Rb, Sr, Cг, достигая концентраций, свойственных континентальным вулканоплутонитам.

5. На завершающих этапах развития складчатого пояса происходило перерастание зоны субдукции в зону коллизии.

## Литература

1. Геология СССР. Т. XII. Урал. Кн. I. М.: Недра, 1969. 723 с.
2. Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня//Бюл. МОИП. 1965. Т. 40. № 6. С. 8—42.
3. Дымкин А. М., Нечехин В. М., Пучков В. Н., Ферштатер Г. Б. Соотношение орогенной металлогении с ранними стадиями развития складчатых систем и проблема связи варисцид Урала и Тянь-Шаня//Закономерности размещения полезных ископаемых. Вып. XIII. М.: Наука, 1981. С. 50—56.
4. Дымкин А. М., Полтавец Ю. А., Нечкин Г. С. Геолого-петрологические особенности железоносных вулканоплутонических ассоциаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 70 с.
5. Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника//Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 191—220.
6. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Латеральная магматическая и металлогеническая зональность на основе палеотектонических реконструкций//Геология руд. месторождений. 1974. № 4. С. 3—17.
7. Иванов С. Н., Семенов И. В., Червяковский Г. Ф. Рифтогенез в предконтинентальной стадии развития Урала//Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 2. С. 384—391.
8. Карагодин С. С. Геохимическая характеристика орогенной андезит-липаритовой формации Мугоджар//Геология и поиски месторождений редких и цветных металлов. Тр. УПИ. Свердловск, 1976. Вып. 131. С. 20—26.
9. Коротеев В. А., Дианова Т. В., Кабанова Л. Я. Среднепалеозойский вулканизм Восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 129 с.
10. Кривцов А. И. Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 1979. 169 с.
11. Кривочкин В. Г., Нечедов В. А. Девонские красноцветные отложения Севера Урала и Тобол-Ишимского междуречья//Геология и минеральные ресурсы Западно-Сибирской низменности и ее складчатого обрамления. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1982. С. 134—136.
12. Кропоткин П. Н. Сейсмичность, связанная с изломом погружающейся литосферной плиты (субдукцией)//Геотектоника. 1978. № 1. С. 3—8.
13. Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н., Макеев В. М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика//Геотектоника. 1987. № 1. С. 3—24.
14. Кузьмин М. И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.

15. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окраин континентов и островных дуг//Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970. С. 249—262.
16. Леонова Л. Л. Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки//Геохимия. 1979. № 2. С. 179—197.
17. Магматические формации СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1979. 318 с.
18. Маслов В. А., Артешкова О. В., Барышев В. Н. Стратиграфия рудовмещающих девонских отложений Сибайского района. Уфа: Баш. фил. АН СССР, 1984. 100 с.
19. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойско-Кайнозойской Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
20. Прокин В. А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174 с.
21. Пучков В. Н. Батальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 258 с.
22. Самаркин Г. И., Нечехин В. М., Самаркина Е. Я. О выделении позднедевонского краевого вулканоплутонического пояса на восточном склоне Урала//Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 4. С. 945—949.
23. Силлитое Р. Связь металлогенических провинций запада Американских континентов с поддвижением (субдукцией) океанической литосферы//Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 330—334.
24. Тектоника Казахстана//Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана. Масштаб 1 : 2 500 000/Ред. Маркова Н. Г., Розен О. М., Павлова Т. Г. и др. М.: Наука, 1982. 139 с.
25. Тектоника Урала/Под ред. Пейве А. В., Иванова С. Н., Нечехина В. М. и др. М.: Наука, 1977. 119 с.
26. Формирование земной коры Урала//Под ред. Иванова С. Н., Пучкова В. Н., Иванова К. С. и др. М.: Наука, 1986. 248 с.
27. Червяковский Г. Ф. Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М.: Наука, 1972. 258 с.
28. Язева Р. Г. Геохимические критерии для формационного анализа меденосных комплексов Уральской эвгеосинклинали. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 64 с.
29. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Войкарский вулканоплутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 159 с.
30. Язева Р. Г., Бочкарев В. В., Мизенс Г. А. Трахиандезитовый вулканизм Полярного Урала как проявление латеральной зональности постофиолитового вулканоплутонического пояса//Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 5. С. 1207—1210.
31. Condie K. S. Archean magmatism and crustal thickness//Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. V. 84. № 9. P. 2981—2992.
32. Dickinson W. R., Seely D. K. Structure and stratigraphy of forearc regions//Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. V. 63. № 1. P. 2—31.
33. Jakes P., White A. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas//J. Soc. Amer. Bull. 1972. V. 83. № 1. P. 29—40.
34. Karig D. E., Scharma J. F. Subduction and accretion in trenches//Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. V. 86. N 3. P. 337—389.
35. Mason D. R., McDonald J. A. Intrusive rock and porphyry copper occurrences of Papua New Guinea — Solomon islands region//Econ. Geol. 1978. № 5. P. 857—878.

Институт геологии и геохимии  
УНЦ АН СССР, Свердловск, 620644

Поступила в редакцию  
23.III.1987

УДК 551.24(234.851)

ШИШКИН М. А.

**ТЕКТОНИКА ЮГА ЛЕМВИНСКОЙ ЗОНЫ  
(ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)**

Охарактеризовано внутреннее строение Лемвинского аллохтона, который представляет собой не единую пластину, а пакет тектонических покровов, последовательно надвинутых друг на друга, и елецкий комплекс в целом. Выделены три этапа формирования структуры аллохтона и соответствующие им структурные парагенезисы. Определено первоначальное положение границы Лемвинской и Елецкой структурно-формационных зон, на основании чего устанавливается общая амплитуда надвига Лемвинского аллохтона и дается оценка перспектив нефтегазоносности поднадвиговых структур.

На западном склоне Полярного Урала, начиная с основополагающей работы К. Г. Войновского-Кригера [1], все исследователи традиционно выделяют елецкий и лемвинский комплексы палеозоя и соответствующие им структурно-формационные зоны (СФЗ). К. Г. Войновский-Кригер обосновывал аллохтонную позицию лемвинского комплекса, однако этот вопрос и особенно амплитуда надвига до сих пор остаются предметом дискуссий. Наибольшие разногласия в последнее время связаны именно с определением амплитуды надвига, так как с автохтонными поднадвиговыми структурами связываются перспективы ряда полезных ископаемых и в первую очередь углеводородов [5, 7].

Южная оконечность Лемвинской зоны является одним из наиболее благоприятных районов для изучения внутреннего строения Лемвинского аллохтона и его взаимоотношений с отложениями елецкого комплекса. Поэтому вопросы тектоники этого района неоднократно рассматривались в статьях К. Г. Войновского-Кригера [3, 4], М. Е. Раабен [10], В. Н. Пучкова [8], Б. Я. Дембовского [5] и др.

В 1983—1986 гг. автор провел крупномасштабные геолого-съёмочные работы в бассейне верхнего течения р. Лемва, в результате которых получены новые данные о тектонике южной части Лемвинской зоны.

Было установлено, что Лемвинский аллохтон представляет собой пакет крупных тектонических покровов, последовательно надвинутых друг на друга, и елецкий комплекс в целом. Каждая из пластин содержит набор стратиграфических подразделений, характеризующих почти весь разрез Лемвинской СФЗ. Однако практически в каждой из пластин наблюдаются определенные, нередко значительные фациальные отличия одновозрастных стратиграфических подразделений, указывающие на то, что разные покровы представляют собой первоначально удаленные один от другого участки бассейна седиментации, впоследствии со вмещенные при шарьировании (рис. 1).

С запада на восток и в определенной мере снизу вверх в районе нами выделяются следующие тектонические единицы: автохтон, паравтохтон, Хайминский покров, Главный (Фронтальный) покров, Верхнепарнокский покров, Приводораздельный покров.

**АВТОХТОН**

Автохтон сложен терригенно-карбонатными отложениями елецкого комплекса (рис. 2), для которых начиная с силура уверенно реконструируются западная и восточная фациальные подзоны, отвечающие различным мелководным обстановкам осадконакопления на карбонатной платформе (рис. 1). В западной подзоне накапливались преимущест-

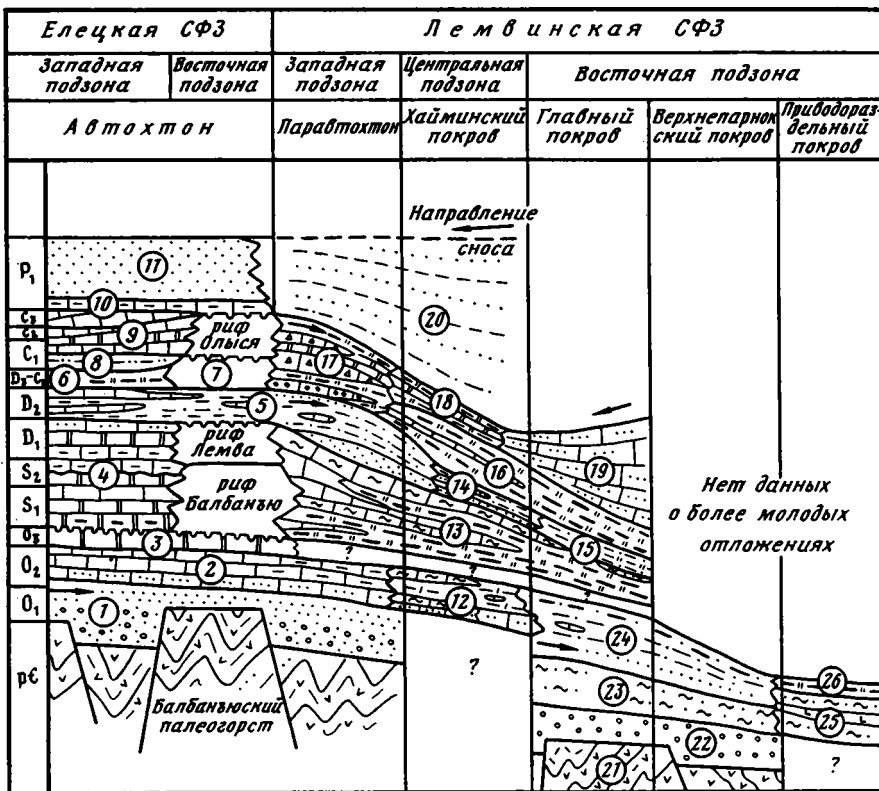


Рис. 1. Схема первоначальных взаимоотношений основных формационных комплексов Южно-Лемвинского района и их положение относительно выделенных тектонических единиц

Формации рифтогенного этапа: 1 — песчано-конгломеративные обезьянская + саледская ( $O_{1-2}$ ); 22 — песчано-конгломеративная погурейская ( $C_3 - O$ ). Формации шельфа: 2 — известняковая кожимская ( $O_2$ ); 3 — доломитовая ( $O_3$ ); 4 — известняково-доломитовая ( $S_1 - D_1$ ); 5 — аллохтонная терригенная надотамыльская ( $D_2$ ); 6 — кремнисто-известняковая депрессионная ( $D_3 - C_1$ ); 7 — Большенадотинская оолитовая мегабанка ( $D_3 - C_1$ ); 8 — аллохтонная терригенная нортничаельская ( $C_1$ ); 9 — известняково-доломитовая ( $C_1 - C_3$ ); 10 — глинисто-известняковая депрессионная сезымская ( $P_1$ ). Формации глубокого шельфа континентального склона и подножия: 12 — глинисто-известняковая качамыльская ( $O_2$ ); 13 — черносланцевая харотская ( $S_1 - D_1$ ); 5 — аллохтонная терригенная надотамыльская ( $D_{2-3}$ ); 14 — аллохтонная терригенная пагинская ( $D_{2-3}$ ); 15 — удаленная терригенно-кремнистая малонадотинская ( $D_2$ ); 16 — фтанитовая няньворгинская ( $D_3 - C_1$ ); 17 — кремнисто-известняковая западно-вогашорская ( $D_3 - C_2$ ); 18 — известняково-кремнистая вогашорская ( $C_{1-2}$ ); 23 — песчано-аргилито-алевролитовая грубенская ( $O_1$ ); 24 — песчано-алевролитовая харбейшорская ( $O_{1-2}$ ); 25 — вулканогенно-терригенная тыкотловская ( $O_{1-2}$ ); 26 — вулканогенно-черносланцевая молюдшорская ( $O_2$ ). Орогенные формации: 19 — карбонатно-терригенная флишондная яйюская ( $C_{1-2}$ ); 20 — флишевая кечьпельская ( $C_3 - P_1$ ); 11 — морская моласса ( $P_1$ ). Формации доуралид в Лемвинской СФЗ: 21

венно ритмично построенные мелководные известняково-доломитовые осадки. В трансгрессивные этапы появлялись относительно более глубоководные, также ритмичные глинисто-известняковые отложения. В целом для подзоны характерна полная компенсация прогибания осадконакоплением. В восточной подзоне почти непрерывно формировались барьерные рифы (рифовые комплексы: «Балбанью» —  $S_{1-2}$ ; «Лемва» —  $D_{1-2}$ ; «Олыся» —  $C_1$ ), реже существовали оолитовые мегабанки ( $D_3 - C_1$ ). Как показал выполненный нами анализ [11], восточная подзона и формирующиеся здесь рифогенные комплексы приурочены к тектоническому палеоподнятию рифтогенного этапа уралид, названного нами Балбаньюским палеогорстом. К востоку от «линии рифов», вдоль южных отрогов хр. Тисва-из, в автохтоне развиты отложения, переходные к лемвинским фациям, которые весьма близки к харотской свите ( $S_1 - D_1$ ). Сходная ситуация наблюдается и на севере Лемвинской СФЗ в районе

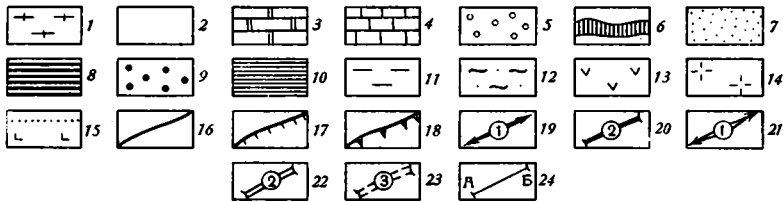
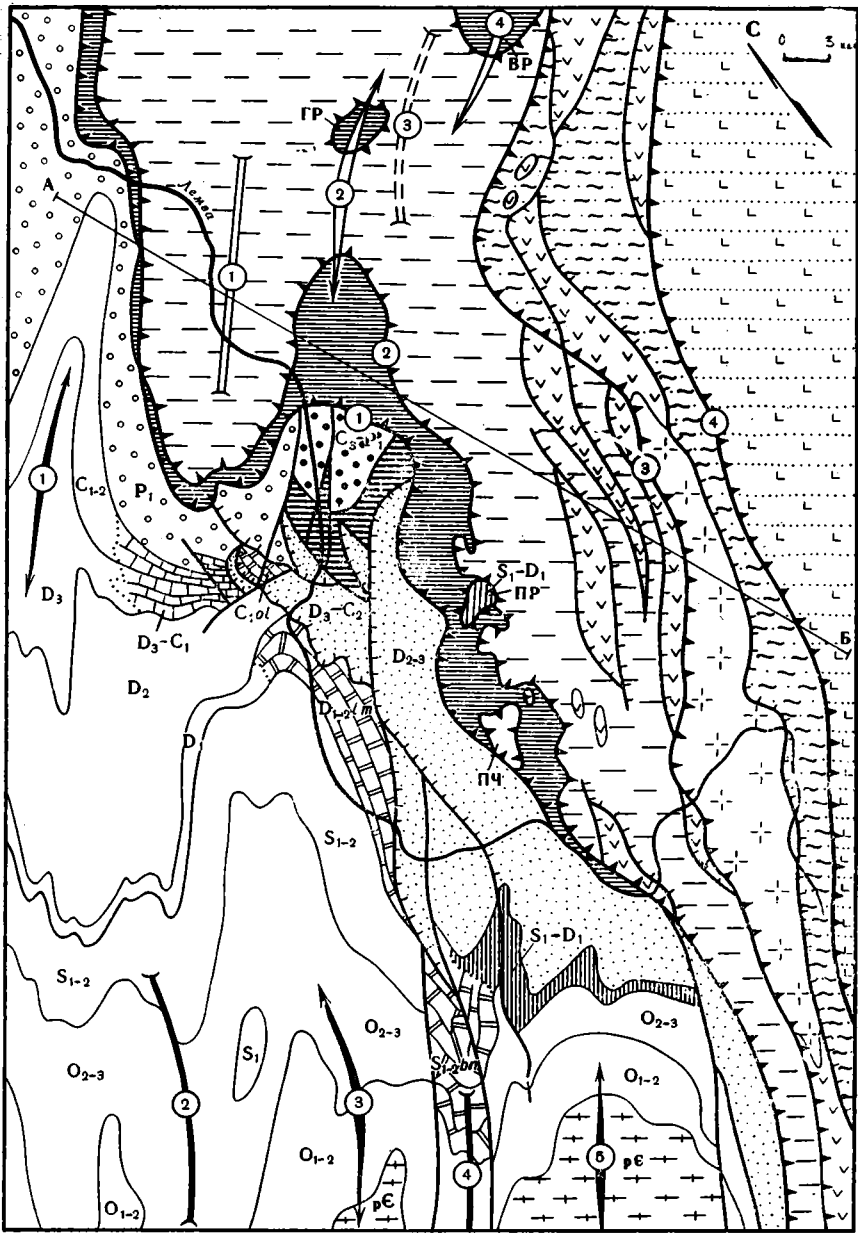


Рис. 2. Схематическая тектоническая карта Южно-Лемвинского района. Автохтон (1—5): 1 — допалеозойский фундамент; 2 — палеозойские шельфовые формации западной подзоны Елецкой СФЗ; 3 — рифовые комплексы («Балбанью»  $S_{1-2}$ , «Лемва»  $D_{1-2}$ , «Олься»  $S_1$ ); 4 — Большенадотинская оолитовая мегабанка; 5 — морская моласса. Паравтохтон (6—9): 6 — харотская свита; 7 — надотамыльская свита; 8 — воргашорская свита; 9 — кечпельская свита. Лемвинский аллохтон (10—15): 10 — Хайминский покров; 11 — Главный (Фронтальный) покров; 12 — Верхнепарнокский покров; 13 — безкорневые доуралиды (кокпельская свита) в составе Главного и Верхнепарнокского покровов; 14 — Лемвинский габбро-гранитный массив; 15 — Приводораздельный покров. Тектонические нарушения (16—18): 16 — вертикальные, 17 — взбросы и взбросонадвиги.

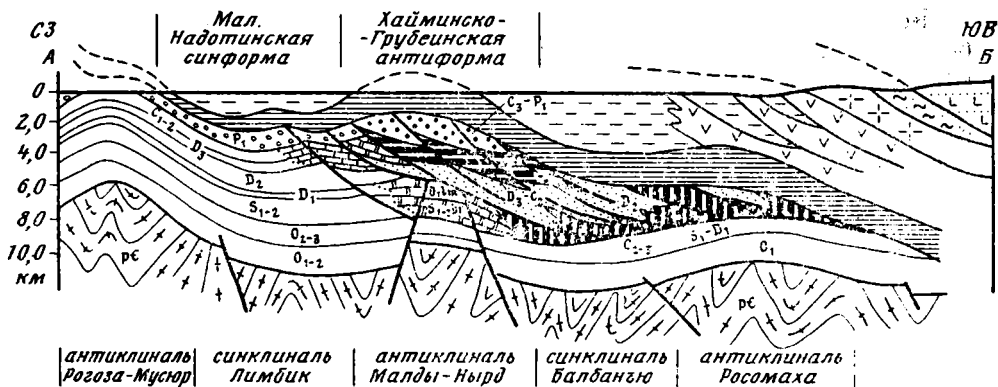


Рис. 3. Схематический разрез по линии АБ, отражающий взаимоотношения выделенных тектонических единиц  
Усл. обозн. см. рис. 2

хр. Енганэ-пэ [12]. Поэтому представляется наиболее правильным принять «линию рифов», развитых по внешнему краю карбонатной платформы, в качестве «маркера» положения границы Лемвинской и Елецкой СФЗ, по крайней мере начинающая с раннего силура (рис. 3).

Структура автохтона характеризуется наличием крупных синклиналей и антиклиналей, осложненных на крыльях простыми открытыми складками более мелкого порядка. Наблюдается погружение осей всех складчатых структур на северо-восток с весьма пологими залеганиями на периклиналях. Для отдельных некомпетентных толщ, какой является, например, песчано-сланцевая надотамыльская ( $D_2$ ) свита, стиль тектоники более сложный. В них широко развита многопорядковая мелкая складчатость и складки волочения.

### ПАРАВТОХТОН

В строении паравтохтона (см. рис. 2, 3) участвуют отложения только харотской ( $S_1—D_1$ ), надотамыльской ( $D_2$ ), воргашорской ( $D_3—C_2$ ) и кечьпельской ( $C_3—P_1$ ) свит, принадлежащие лемвинскому комплексу. Однако при этом необходимо подчеркнуть переходный облик отложений свит в полосе, выделенной нами в качестве паравтохтона. На эту особенность разрезов данного района указывал еще К. Г. Войновский-Кригер [3, 4], а впоследствии В. Н. Пучков [8].

Харотская свита отличается от типичных разрезов Лемвинской зоны значительно повышенной мощностью (200—300 м) верхней карбонатной части разреза. Помимо петельчатых известняков широкое развитие получают плитчатые и микрослоистые пелитоморфные известняки. Типичная толща плитчатых фтанитов в основании свиты замещается, по видимому, массивными углистыми фтанитами и углисто-кремнистыми, углисто-глинистыми сланцами. Отсутствуют фосфатные и карбонатные конкреции и мегаконкреции.

Надотамыльская свита является единым литокомплексом как для паравтохтона, так и для автохтона. Отличие разрезов паравтохтона заключается в появлении в основании свиты мощной толщи (200—250 м) черных кварцитов, которые на западе (в автохтоне) развиты незначительно. Кроме того, на восток в верхней части свиты существенно уменьшается количество известняков.

ги, 18 — пологие надвиги. Оси складчатых структур (19—23): 19 — антиклиналей (1 — Рогоза-Мусюр, 3 — Малды-Ныр, 5 — Росомаха); 20 — синклиналей (2 — Лимбик, 4 — Балбанью); 21 — антиформ (2 — Хайминско-Грубейнской, 4 — Воровожской); 22 — синформы (1 — Малонадотинской); 23 — предполагаемой синформы, соответствующей синклинали (3 — Балбанью); 24 — линия геологического разреза. Буквами обозначены эрозивно-тектонические окна: ГР — Грубейнское, ВР — Воровожское, ПР — Парновское, ПЧ — Пачвожский клипп

Воргашорская свита отличается от типичных лемвинских разрезов более широким возрастным диапазоном — от верхнего девона до среднего карбона, значительной мощностью (600 м), широким развитием доломитов, оолитовых известняков, известняковых гравелитов и конглобрекций, являющихся продуктами размыва внешнего мелководного края шельфа. Размыты подтверждены также довольно многочисленными фактами перетолжения конodontов.

Основанием для паравтохтона являются отложения нижнего — среднего ордовика в елецких фациях (обеизская ( $O_1$ ), салецкая ( $O_{1-2}$ ) и кожимская ( $O_2$ ) свиты), слагающие антиклиналь Росомаха, на которой вверх по разрезу, начиная с уровня харотской или надотамылькской свит, вследствие разной компетентности происходит тектоническое отслаивание и более интенсивная дислокация всех вышележащих отложений с образованием взбросов и взбросонадвигов и общим умеренным перемещением всей толщи паравтохтона к западу. Для данной части района, таким образом, начиная с раннего силура имело место первоначально нормальное стратиграфическое налегание отложений батинального облика на мелководные отложения нижнего — среднего ордовика. Такая смена характера осадконакопления указывает на определенную тектоническую перестройку континентальной окраины на рубеже верхнего ордовика — силура.

Для паравтохтона типичны узкие, сжатые, разноамплитудные — от десятков до сотен метров, близкие к изоклинальным складки, опрокинутые на запад. Повсеместно развит кливаж осевой плоскости; преобладают юго-восточные падения пород. Граница паравтохтона и автохтона отчетливо не выражена и представляет собой серию кулисообразных надвигов, амплитуда перемещения по которым увеличивается на север.

#### ХАЙМИНСКИЙ ПОКРОВ

В состав Хайминского покрова (см. рис. 2, 3) в рассматриваемом районе входят отложения качамылькской ( $O_2$ ), Харотской ( $S_1—D_1$ ), пагинской ( $D_{2-3}$ ), няньворгинской ( $D_3—C_2$ ) и воргашорской ( $D_3—C_2$ ) свит. Главенствующая роль по объему принадлежит качамылькской свите вследствие ее значительной мощности по сравнению с другими входящими в состав покрова свитами.

Приводить характеристику разрезов свит нет необходимости. Они соответствуют стратотипическим для центральной подзоны Лемвинской СФЗ. Их подробное описание дано В. Н. Пучковым [8], А. И. Елисеевым [6].

Хайминский покров в целом представляет собой пологоволнисто-смятую пластину, тектонически перекрывающую явно «несогласно» в плане структуры и стратиграфические подразделения паравтохтона и внешне «согласно» пермские отложения автохтона по левобережью р. Лемва (см. рис. 2, 3). Внутреннее строение покрова имеет отчасти лоскутный характер, обусловленный тектоническим чередованием клиньев пород различного возраста. Однако во многих случаях реконструируются крупные лежащие складки (амплитудой до первых километров) с пологоволнистыми осевыми плоскостями. Наиболее хорошо такие структуры видны в долине руч. Покойник-Шор и в районе слияния рек Лев. и Прав. Грубею, где некоторыми исследователями они ошибочно принимались за нормальные брахиформные складки [4]. Восточная часть Хайминского покрова имеет более сложное строение из-за широкого развития изоклинальной складчатости и вторичных мелких чешуйчатых надвигов. Падения пород становятся однообразными — на юго-восток.

Нормальные контакты между свитами внутри покрова в большинстве случаев тектонизированы. При этом обычно наблюдается выпадение отдельных частей разреза пограничных отложений в обоих контактирующих литокомплексах. Однако в целом первичная стратиграфическая последовательность, прямая или обратная на крыльях крупных структур, как правило, сохраняется.

В среднем течении р. Парнока-Ю внутри Хайминского покрова существует установленное еще К. Г. Войновским-Кригером [3, 4] Парнокское эрозионно-тектоническое окно, в котором обнажены отложения харотской свиты, находящейся здесь в паравтохтоне. В районе слияния рек Лев. и Прав. Грубею отложения Хайминского покрова сами обнажаются в Грубеинском эрозионно-тектоническом окне в поле Главного покрова (см. рис. 2).

Гигантским эрозионно-тектоническим окном Хайминского покрова, названным нами Воровожским, является также, по-видимому, поле развития силурийских — нижнепермских отложений внутри Главного покрова (в бассейне рек Харута — Кокпела), рассматривавшееся ранее В. Н. Пучковым как Центральный паравтохтон [8].

Западная граница Хайминского покрова проходит по Хайминскому надвигу, хорошо обрисовывая в рельефе пологий характер залегания всей пластины.

### ГЛАВНЫЙ (ФРОНТАЛЬНЫЙ) ПОКРОВ

В строении Главного (Фронтального) покрова (см. рис. 2) участвуют кокпельская ( $R_3—V$ ), погурейская ( $\epsilon_3—O_1$ ), грубеинская ( $O_1$ ), харбейшорская ( $O_{1-2}$ ), харотская ( $S_1—D_1$ ), малонадотинская ( $D_2$ ) и няньворгинская ( $D_3—C_1$ ) свиты. Основную роль вследствие значительной мощности играют ордовикские образования.

Кокпельская, погурейская и грубеинская свиты представлены стратотипическими разрезами. На характеристике остальных свит и их первичных стратиграфических взаимоотношениях необходимо остановиться более подробно.

Харбейшорская свита понимается нами в том объеме, в котором она выделялась в данном районе К. Г. Войновским-Кригером. При этом верхняя ее часть является возрастным аналогом качамылькской свиты, как это им и предполагалось [2]. Нами установлено непосредственное налегание самых низов харотской свиты на верхи харбейшорской, которое можно с большой уверенностью интерпретировать как нормальный стратиграфический контакт. В 3—5 м выше контакта на правом берегу р. Лемва (в 7,5 км ниже устья р. Хайма) в низах харотской свиты впервые в Лемвинской СФЗ удалось обнаружить нижнелландоверийские граптолиты (определения Т. Н. Корень): *Glypxograptus ex gr. tamari-skus* Lapw., *Paraclimacograptus ex gr. sinitzini* Khal. Факты налегания харотской свиты на харбейшорскую в пределах Главного покрова и качамылькскую в пределах Хайминского покрова свидетельствуют о первоначальной латеральной удаленности участков бассейна седиментации, породы которых вошли впоследствии в состав этих покровов.

Харотская свита в разрезах Главного покрова практически полностью лишена верхней карбонатной пачки. Маркирующий горизонт петельчатых известняков в кровле свиты представлен единичными линзами мощностью не более 0,3—0,5 м.

Под названием «малонадотинская свита» нами выделяются кремнисто-алевросланцевые отложения среднего девона, которые накапливались на удалении от участков груботерригенного турбидитного осадконакопления, представленных пагинской свитой.

Няньворгинская свита в разрезах данного типа полностью лишена карбонатов.

Главный (Фронтальный) покров в целом также представляет собой пологоволнистую пластину (см. рис. 3), которая, вероятно, конформно с многочисленными «заливами» и клиппами перекрывает Хайминский покров.

Участвующие в строении покрова доуралиды (кокпельская свита) по геофизическим данным являются бескорневыми.

Внутреннее строение западной и восточной частей покрова различно; граница их проходит примерно вдоль долины руч. Покойник-Шор. В западной части покрова в ряде случаев реконструируются крупные лежащие складки со смятыми в открытые складки крыльями и осевыми



плоскостями. Для восточной части покрова характерна мелкая изоклинальная складчатость с преобладающими восточными падениями пород, на фоне которой в общих чертах по выходам разновозрастных отложений в плане вырисовываются более крупные линейные антиклинали и синклинали, осложненные мелкими чешуйчатыми взброснадвигами. В нескольких местах здесь нам удалось вскрыть непосредственные контакты Хайминского и Главного покровов. Мощные зоны дробления на этих контактах отсутствуют. Отмечается лишь интенсивная милонитизация пород в приконтактовой части мощностью 3—5 м. Падение слоистости, как правило, параллельно падению наблюдающегося контакта и обычно крутое — 50—70°. В то же время линия контакта в плане по данным картирования свидетельствует об очень пологом его падении — 15—25°. Это кажущееся противоречие легко разрешимо, если предположить частично доскладчатый характер шарьирования Главного покрова с последующим смятием обоих покровов и соответственно их контакта. Наблюдение подобных структур приводило большинство исследователей, в том числе и К. Г. Войновского-Кригера, к ошибочным представлениям о нормальных стратиграфических взаимоотношениях качамылькской и грубеинской свит на юге Лемвинской зоны. Фактически же, как показано выше, они принадлежат разным тектоническим покровам и накапливались в разных частях бассейна седиментации (см. рис. 1).

### ВЕРХНЕПАРНОКСКИЙ ПОКРОВ

В строении Верхнепарнокского покрова (см. рис. 2, 3) участвуют отложения кокпельской ( $R_3-V$ ), погурейской ( $\epsilon_3-O_1$ ), грубеинской ( $O_1$ ) свит, а также Лемвинский габбро-гранитный массив и субвулканические тела кислого состава. Значительных фациальных отличий по сравнению с отложениями Главного покрова здесь не отмечается.

К югу от р. Бол. Хайма граница покрова проходит непосредственно по западному контакту Лемвинского массива (см. рис. 2). Падение контакта и залегание самого массива (по геофизическим данным) достаточно крутое (40—50°). В то же время на север от р. Бол. Хайма западная граница покрова по криволинейному надвигу круто, почти под прямым углом срезает структуры Главного покрова и разворачивается в северо-восточном направлении. На этом участке можно говорить о пологом перекрытии Главного покрова. Внутреннее строение Верхнепарнокского покрова сходно с восточной частью Главного.

### ПРИВОДОРАЗДЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ

В строении Приводораздельного покрова (см. рис. 2) участвуют только отложения грубеинской ( $O_1$ ) свиты, представленной специфической вулканогенно-терригенной тыкотловской фацией. Для разрезов этого типа характерно широкое развитие силов габбродиабазов орангьюганско-лемвинского комплекса ( $O_3-S_1$ ) и присутствие вулканитов базальтоидного состава. Некоторые исследователи относили эти отложения к доуралидам [9].

Западная граница покрова представляет собой, по-видимому, крутой надвиг, проходящий вдоль подножия водораздельного хребта. Внутреннее строение покрова на данном этапе выяснено недостаточно.

### ОБЩАЯ СТРУКТУРА АЛЛОХТОНА

В состав аллохтона мы включаем только пологозалегающие покровы: Хайминский, Главный (Фронтальный), Верхнепарнокский и Приводораздельный.

Одной из характерных черт всего аллохтона в целом на юге Лемвинской зоны является существование синформных и антиформных структур, конформных крупным синклиналям и антиклиналям Кожимского поднятия. Такими структурами являются: Малонадотинская синформа, Хайминско-Грубеинская и Воравожская антиформы (см. рис. 2).

Малонадотинская синформа располагается на продолжении синклинали Лимбик, наиболее молодыми автохтонными отложениями в которой являются отложения талатинской свиты ( $P_1$ ). На них в бассейне р. Мал. Надота синформно налегает Хайминский покров, а выше, образуя ядро синформы,—Главный покров. Отсюда следуют по крайней мере два вывода: 1) надвижение Лемвинского аллохтона на палеозойские отложения Елецкой СФЗ произошло не раньше кунгурского века; и 2) «циклопическая» брекчия на р. Мал. Надота, традиционно принимаемая большинством исследователей, начиная с К. Г. Войновского-Кригера [4], как «маркер» крайне западного продвижения аллохтона в целом, фронтальной в прямом смысле быть не может, так как является в структуре синформы не фронтальной, а базальной. На самом деле Лемвинский аллохтон был скорее всего продвинут на запад гораздо дальше, но входившие в его состав отложения в ядре Рогоза-Мусюрской антиклинали на современном эрозионном срезе уничтожены.

Хайминско-Грубеинская антиформа (см. рис. 2) располагается на продолжении антиклинали Малды-Нырды и хорошо выделяется благодаря резкому сокращению вдоль оси антиклинали поля развития Главного покрова. Из-за ундуляции оси она распадается на две более мелкие самостоятельные структуры: Хайминскую и Грубеинскую антиформы.

Структуры, соответствующие синклинали Балбанью и антиклинали Росоха, проявлены недостаточно четко.

Воравожская антиформа представляет собой очень крупную положительную структуру, обуславливающую широкое поле выходов нижележащего Хайминского покрова среди Главного. По аналогии с другими антиформами она, по-видимому, также соответствует крупной положительной структуре автохтона.

Для правильного понимания истории формирования структуры аллохтна принципиальное значение имеет существование трех структурных парагенезисов, установленных нами для Хайминского и Главного покровов. Первый структурный парагенезис представлен ассоциацией крупных лежащих складок и пологих соскладчатых надвигов. Второй структурный парагенезис развивается по первому и представлен мелкими складками, в восточной части изоклинальными, с крутыми осевыми плоскостями в ассоциации с мелкими взбросами и взбросонадвигами. К третьему структурному парагенезису принадлежат описанные выше синформные и антиформные структуры и крупные складки автохтона.

Таким образом, формирование структуры аллохтона прошло в три этапа. В течение первого произошло тектоническое расслоение разреза и шарьирование основных покровов с одновременным образованием лежащих складок вследствие неоднородного сдвига при движении пластин. Выдвижение шарьяжей могло начаться не ранее конца среднего карбона для восточной части и не ранее конца ранней перми для западной части Лемвинской СФЗ, что определяется нормальными стратиграфическими взаимоотношениями с подстилающими отложениями яйюской ( $C_{1-2}$ ) на востоке и кечпельской ( $C_3—P_1$ ) на западе свит, участвующих в строении покровов. Время надвига аллохтона на отложения Елецкой СФЗ определяется началом поздней перми (по залеганию аллохтона на отложениях талатинской свиты в Малонадотинской синформе). В течение второго этапа при усиливающемся тангенциальном давлении с востока произошла полная складчатая переработка ранее возникших структур первого этапа, фрагменты которых сохранились только в части аллохтона, надвинутой на карбонатную платформу. Последняя, по-видимому, длительное время являлась «жестким упором», ограничивающим с запада зону интенсивных складчатых дислокаций. Деформации второго этапа начали активно проявляться с начала поздней перми, после завершения основного этапа шарьирования. В течение третьего этапа произошло смятие карбонатной платформы и формирование синформных и антиформных структур аллохтона, которое

началось не ранее конца поздней перми и закончилось в юрское время. В течение этого периода в восточной части Лемвинской зоны могли формироваться также достаточно крупные послескладчатые надвиги.

### АМПЛИТУДА НАДВИГОВ

В разделе «Автохтон» было кратко показано, что наиболее подходящим «маркером» первоначального положения границы Лемвинской и Елецкой СФЗ является внешняя граница карбонатной платформы, к которой приурочены рифогенные комплексы силурийско-карбонového возраста. Исходя из этого, минимальная амплитуда надвига Лемвинского аллохтона на собственно елецкий комплекс однозначно определяется в 10—15 км. Это то расстояние, на которое в современной структуре аллохтон переброшен за «линию рифов». К нему необходимо добавить еще 15 км, которыми определяется минимальная амплитуда перекрытия паравтохтона. Таким образом, достаточно достоверная амплитуда перемещения собственно аллохтона в целом на уровне современного эрозионного среза оценивается для Южно-Лемвинского района в 30—35 км. Для центральной части Лемвинской СФЗ это расстояние можно принять в 1,5 раза большим, учитывая меньшую глубину эрозионного среза в зоне Лемвинского поперечного опускания.

Значительно больших амплитуд достигают взаимоперемещения покровов внутри аллохтона. Так, амплитуда минимального перекрытия Хайминского покрова Главным составляет не менее 30 км, а абсолютная амплитуда перемещения Главного покрова никак не меньше 60 км.

Таким образом, общее сокращение площади, первично занятой осадками лемвинского комплекса с учетом перемещения еще двух восточных покровов достигает порядка 100 км и более. Причем эта цифра получается без учета складчатости. Но надо иметь в виду, что автохтоном и паравтохтоном под большей частью Лемвинского аллохтона, восточнее «линии рифов», являются отложения лемвинского комплекса или его допалеозойского фундамента, от которого они тектонически отслоены.

### ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Учитывая сделанные выше выводы о реальной амплитуде перемещения, характере и фациальных особенностях отложений, входящих в состав покровов, положении границы Елецкой и Лемвинской СФЗ, следует признать малообоснованными предположения [4, 7] о весьма значительном распространении на восток под пластиной Лемвинского аллохтона всей толщи отложений елецкого комплекса<sup>1</sup>, а геофизические модели, на которые они опираются, несовершенными. Это в свою очередь не дает возможности оптимистично оценивать перспективы обнаружения в поднадвиговых структурах крупных скоплений углеводородов, связанных с традиционными нефтегазоносными формационными комплексами Тимано-Печорской области. На первый план здесь выдвигаются, по нашему мнению, поиски месторождений иного типа, связанных с неструктурными ловушками углеводородов в перекрытой аллохтоном зоне автохтонного сочленения елецкого и лемвинского комплексов (приуроченных к рифовым массивам, участкам резкого изменения фаций и т. п.). Не исключено, что при благоприятных обстоятельствах в данной полосе могла сконцентрироваться значительная часть нефтематеринского потенциала богатых органическим веществом отложений континентального склона.

### Литература

1. *Войновский-Кригер К. Г.* Два комплекса палеозоя на Западном склоне Полярного Урала // Сов. геология. 1945. № 6. С. 27—44.
2. *Войновский-Кригер К. Г.* Ордовик Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 35. Вып. 3. С. 51—62.

<sup>1</sup> Исключение составляют породы ордовика.

3. *Войновский-Кригер К. Г.* Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1966. Т. 41. Вып. 4. С. 5—29.
4. *Войновский-Кригер К. Г.* Очерк тектоники Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала)//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42. Вып. 3. С. 5—25.
5. *Дембовский Б. Я.* Внутреннее строение Лемвинского аллохтона (западный склон Полярного Урала)//Геотектоника. 1981. № 6. С. 48—53.
6. *Елисеев А. И.* Карбон Лемвинский зоны Севера Урала. Л.: Наука, 1973. 94 с.
7. *Запорожцева И. В., Егорова Н. Ю.* Новые перспективные направления нефтепоисковых работ в северном Приуралье: Сер. препринтов Коми фил. АН СССР. 1982. Вып. 37. 17 с.
8. *Пучков В. Н.* Батнальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 257 с.
9. *Пыстин А. М., Жданов А. В.* О масштабах распространения и особенностях верхнедокембрийских образований на восточном склоне Приполярного и Полярного Урала (район междуречья Хальмерью и Мокрой Сыни)//Верхний докембрий севера европейской части СССР. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1982. С. 126—129.
10. *Раабен М. Е.* Стратиграфия и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала//М.: Наука, 1959. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 35. 130 с.
11. *Шишкин М. А.* Тектоническая приуроченность рифовых комплексов Полярного Урала//Тез. докл. IX Коми республ. молодежной научн. конф. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1985. С. 46.
12. *Шишкин М. А.* Стратиграфическая модель фаций для силурийских и ниже-среднедевонских отложений западного склона Полярного Урала//Теория и опыт экостратиграфии. Таллин: Валгус, 1986. С. 186—192.

ПГО «Полярноуралгеология»,  
Воркута, 169902

Поступила в редакцию  
23.III.1987

УДК 551.21 : 551.76 (235.226)

САМОЙЛОВ В. С., АРАКЕЛЯНЦ М. М.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ  
И ЕГО СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

В становлении структуры Гобийского Алтая важную роль играл позднемезозойский внутриконтинентальный рифтогенез, проявившийся в рамках Северо-Гобийской рифтовой зоны. С формированием рифтогенной структуры этого времени неразрывно связаны проявления магматизма повышенной щелочности, главным образом эффузивного (трахибазальтового, трахириолитового, трахитового). Магматиты наряду с толщами поздне-мезозойских терригенных осадков локализованы в крупных грабенах, размеры и строение которых, как и значительная мощность осадочно-эффузивных толщ, указывают на существенное растяжение континентальной коры региона в позднем мезозое. Установлено четыре этапа рифтогенного магматизма, в целом датируемых берриасом раннего мела — сеноманом позднего мела (136—92 млн. лет назад).

Гобийский Алтай является субширотной горной цепью, расположенной в юго-западной Монголии. Он представляет собой южную пограничную структуру каледонид Монголии, с севера примыкающую к герцинскому мегаблоку страны. Несомненной геологической особенностью этой структуры является длительность развития [11, 12], формирование ее продолжается и в настоящее время в рамках современной сейсмически активной области [3]. Весьма заметную роль в становлении структуры Гобийского Алтая играл позднемезозойский этап, когда в ряде районов достаточно мощно проявились магматизм и осадконакопление. В то же время позднемезозойский магматизм региона и его структурное положение охарактеризованы слабо. Это обусловило постановку соответствующих исследований, результаты которых излагаются в настоящей работе.

Геологическое изучение проявлений позднемезозойского магматизма проводилось в пределах полосы шириной до 90 км, протягивающейся почти на 500 км от района сомона Бэгэр на западе до восточных предгорий хр. Арц-Богдо на востоке. Изучавшийся регион с севера ограничен зоной Ихэ-Богдинского разлома и Долиной Озер, с юга — зонами Заалтайского и Баян-Гобийского разломов. В геологическом строении региона принимают участие главным образом породы мезозойского и венд-палеозойского возраста. Последние образуют четыре разновозрастных структурных комплексов, разделенных несогласиями и отличающихся составом и строением. Наиболее широко развиты породы самого раннего и мощного венд-раннекембрийского возраста, формирующие основную часть складчатого основания. Это типичные образования океанического этапа развития коры, т. е. регион вплоть до конца кембрия представлял собой мобильную область с океаническим типом коры. Континентальная кора сформировалась в конце раннего палеозоя. В более позднее время развитие структуры Гобийского Алтая происходило в континентальных условиях.

В позднепалеозойское время, в ранней перми на зрелой континентальной коре проявился рифтогенез с формированием внутриконтинентальных рифтогенных структур — серии узких протяженных грабенов, выполненных мощными толщами вулканитов и молассовых терригенных отложений. Для раннепермских рифтогенных структур характерен контрастный магматизм с образованием бимодальных ассоциаций основных и кислых эффузивов, а также гранитоидный магматизм, прежде всего щелочно-гранитный [11]. Внутриконтинентальный рифтогенез получил дальнейшее развитие в ранне- и среднеюрское время, когда в ряде районов (Арц-Богдо, Бага-Богдо, Ихэ-Богдо, Ноян-Бахарской впадины)

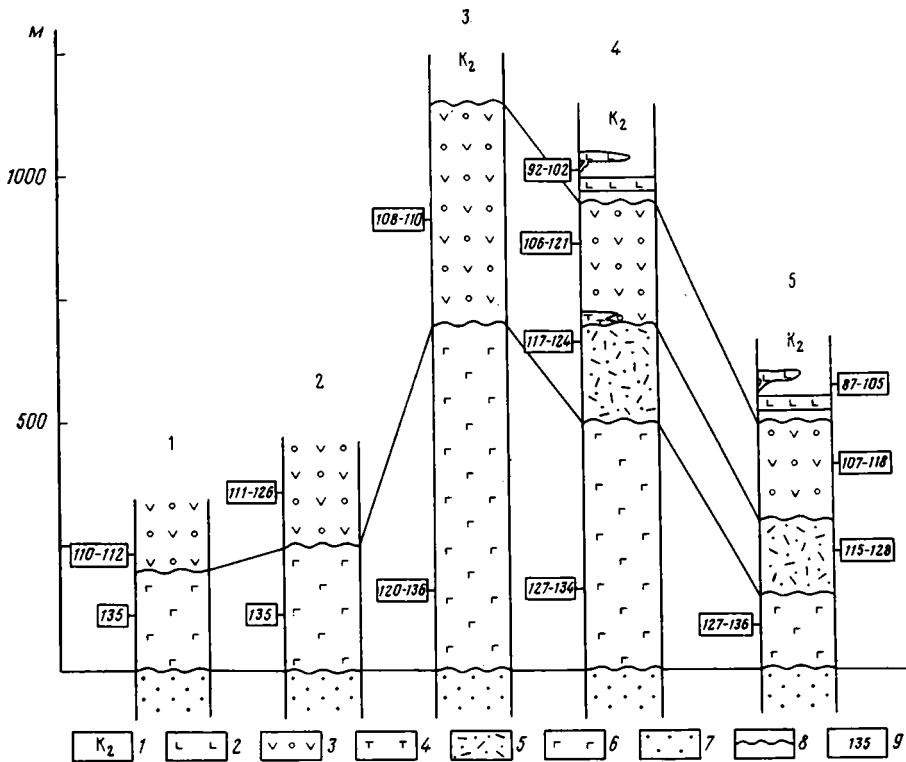


Рис. 1. Схема корреляции позднемезозойских магматических пород Гобийского Алтая 1—4 — районы Гобийского Алтая: хр. Самдан-Дамбын-нуру (1), Ноян-Бахарская впадина (2), хр. Ихэ-Богдо (3), хр. Арц-Богдо (4), 5 — меловой магматизм восточной части Северо-Гобийской рифтовой зоны.

1 — позднемеловые осадки, 2 — сеноманские базальты, 3 — дзунбаинские осадочно-эффузивные толщи, 4 — дзунбаинские трахиты, 5 — кислые вулканиты, 6 — цаганцабские базальты, 7 — позднеюрские породы, 8 — несогласия и перерывы, 9 — радиологические датировки, млн. лет

формировались небольшие грабенные структуры и сопряженный с ними раннемезозойский комплекс континентальных молассовых отложений. Значительно более широко и мощно рифтогенез проявился в позднем мезозое, по сути дела, охватив всю протяженную полосу Гобийского Алтая. С позднемезозойским этапом рифтогенеза неразрывно связано образование разновозрастных и варьирующих по составу магматических пород.

#### ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ

В Гобийском Алтае отмечается несколько крупных районов развития позднемезозойских магматитов: система хребтов Гурбан-Богдо, Самдан-Дамбын-нуру, Ноян-Бахарская впадина, окрестности сомонов Бэгэр и Шинэ-Джинст. Устанавливается длительное многоэтапное формирование магматических пород в позднем мезозое. Данные, полученные в процессе исследований, позволили провести корреляцию этих пород в пределах Гобийского Алтая (рис. 1) и обосновать схему позднемезозойского магматизма в этом регионе. Выделяются четыре этапа магматической деятельности, три из которых отвечают раннему мелу и один — началу позднего мела.

Первый этап, проявившийся в начале раннего мела, повсеместно характеризуется многоактными излияниями трахибазальтовой магмы и формированием покровов основных эффузивов (таблица) общей мощностью до 700 м. Как правило, толщи эффузивов локализованы в пределах грабенов. В их основании прослеживаются маломощные (2—15 м) прослои и пачки грубообломочных осадков — дресвяников, конгломера-

Средний состав позднемезозойских эффузивов Северо-Гобийской рифтовой зоны

Компоненты	Западный сектор (Гобийский Алтай)					Восточный сектор			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	50,84	74,82	52,20	60,66	50,54	50,94	73,96	50,62	50,30
TiO <sub>2</sub>	2,09	0,06	1,72	1,38	2,12	2,61	0,04	2,24	2,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,51	12,16	16,31	16,69	15,76	15,01	12,94	16,29	15,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,51	1,14	4,24	5,22	5,46	5,90	0,92	4,13	3,34
FeO	3,79	0,70	4,76	0,83	3,91	3,77	0,62	6,20	6,74
MnO	0,12	0,03	0,14	0,05	0,13	0,14	0,02	0,15	0,15
MgO	3,67	0,33	4,18	0,80	3,75	3,15	0,40	4,76	3,50
CaO	6,72	0,72	6,81	2,87	6,75	7,41	0,89	7,80	7,39
Na <sub>2</sub> O	3,81	3,09	4,08	4,41	3,89	3,64	3,40	3,55	3,70
K <sub>2</sub> O	2,75	5,08	1,70	5,17	2,87	2,74	4,97	1,47	1,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,02	0,03	0,59	0,57	0,85	1,40	0,05	1,06	1,24
Li	21	44	13	23	19	23	65	9	14
Rb	57	328	28	196	42	65	293	33	42
Sr	930	45	760	530	850	1295	54	715	970
Ba	1270	93	635	1800	875	1620	99	865	1240
Nb	34	39	22	66	36	33	42	19	32
Zr	448	213	242	572	374	466	308	219	286
Ni	69	9	97	5	87	56	9	74	50
Cr	99	10	131	11	122	88	8	113	78
V	159	5	172	59	133	173	17	162	193
Cu	36	7	61	4	41	54	8	99	88
TR	375	210	200	—	379	434	292	234	312

Примечание. Петрогенные компоненты — в вес.%, редкие элементы — в г/т. 1, 6 — базальты цаганцабской свиты, 2, 7 — раннемеловые кислые эффузивы, 3, 8 — базальты дзунбаинской серии, 4 — трахиты, 5, 9 — позднемеловые базальты.

тов, гравелитов. Общая мощность осадочных отложений не превышает 50 м. Особенно масштабно магматизм раннего этапа проявился в районах хребтов Ихэ-Богдо и Арц-Богдо. Интрузивные аналоги покровных трахибазальтов весьма редки и пока отмечены только в районе хр. Самдан-Дамбын-нуру в виде маломощных силлоподобных тел.

В различных районах эффузивные толщи раннего этапа с угловым несогласием перекрывают позднеюрские осадки тормхонской свиты (кимеридж — титон), в том числе фаунистически охарактеризованные. В то же время на них с несогласием залегают осадочно-эффузивные толщи дзунбаинской серии раннего мела. Это позволяет полагать, что возраст магматизма раннего этапа отвечает началу раннего мела, цаганцабского времени. С этим хорошо согласуются радиологические данные (см. рис. 1). Для различных районов получены К—Аг-датировки цаганцабских базальтов — 120—136 млн. лет назад, причем подавляющая их часть укладывается в диапазоны 127—136 млн. лет назад, что отвечает берриасу — валанжину раннего мела.

Второй этап раннемелового магматизма проявлен главным образом в Ховдинской впадине хр. Арц-Богдо, а также установлен в районе Ноян-Бахарской впадины. В хр. Арц-Богдо этот этап характеризуется формированием покровов трахириолитовых эффузивов (см. таблицу) общей мощностью около 130 м наряду с трахириолитовыми пирокластами (туфами, витротуфами, туфобрекчиями) принимающих участие в строении мощной толщи (до 200 м) кислых вулканитов. Здесь же выявлены мелкие интрузивные тела трахириолитов и их стекол. Осадконакопление в это время было незначительным, оно фиксируется по присутствию в нижней пирокластической части толщи кислых вулканитов и невыдержанных по простиранию прослоев грубообломочных осадков. В районе Ноян-Бахарской впадины раннемеловой кислый магматизм проявлен весьма локально в виде небольшого штокообразного тела трахириодацитов, наблюдаемого на северном склоне горы Бахар-ула.

В западной части Ховдинской впадины кислые вулканиты с одной стороны полого налегают на выветрелую поверхность цаганцабских трахибазальтов, а с другой — с угловым несогласием перекрываются

эффузивно-осадочной толщей дзунбаинской серии раннего мела. На раннемеловой, неокомовой, возраст трахиолитов указывают и данные радиологических исследований: 120—124 млн. лет согласно К—Аг-датировкам и 117 млн. лет согласно Rb—Sr-датировке [7]. Весьма близкая датировка (118 млн. лет) получена К—Аг-методом для интрузивных трахиодацитов района Ноян-Бахарской впадины.

Третий этап раннемелового магматизма, проявленный повсеместно в позднемезозойских грабенах Гобийского Алтая, характеризуется в основном многократными, но не слишком масштабными наземными излияниями субщелочной базальтовой магмы (см. таблицу) и отчасти приповерхностным основным магматизмом. Еще более локально отмечаются трахитовые магматиты. С магматизмом рассматриваемого этапа связано формирование серии базальтовых покровов общей мощностью 80—350 м (с максимумом в районе хр. Ихэ-Богдо), принимающих участие в строении осадочно-эффузивных толщ дзунбаинской серии общей мощностью до 450 м. Мощность отдельных покровов достигает 120 м в районах хр. Ихэ-Богдо и Ноян-Бахарской впадины, они образованы 1—5 потоками мощностью до 40 м. Иногда, например в районе хр. Арц-Богдо, базальтовые покровы не выдержаны по простиранию и фациально сменяются грубообломочными терригенными осадками. В отличие от цаганцабского времени между отдельными излияниями магмы протекало осадконакопление, так что в разрезе дзунбаинской серии Гобийского Алтая покровы базальтов обычно согласно переслаиваются с прослоями и пачками осадков мощностью до 40 м — большей частью грубообломочных пестроцветов, отчасти озерного типа.

Строение дзунбаинских толщ нередко, особенно в западной части региона, осложняется дайками, субпластовыми телами раннемеловых интрузивных базальтоидов мощностью до 200 м. В районе Ноян-Бахарской впадины (хр. Аргалинту) и хр. Самдан-Дамбын-нуру установлены также эруптивные стекловатые базальтовые брекчи, маркирующие, видимо, остатки раннемеловых вулканических аппаратов.

Повсеместно фиксируется несогласное залегание осадочно-эффузивных толщ дзунбаинской серии на выветрелой или размытой поверхности цаганцабских базальтов, а в Ховдинской впадине — на раннемеловых кислых вулканитах. Кроме того, в осадках дзунбаинской серии, перемежающихся с основными эффузивами, встречена галька указанных выше более ранних пород. Дзунбаинские толщи в свою очередь с несогласием перекрываются осадками баинширэнской свиты верхнего мела (сеноман — начало сантона). Соответственно возраст магматизма третьего этапа может датироваться как раннемеловой — позднепостнеокомовой. С этим согласуются данные биостратиграфических и радиологических исследований. В районах Ноян-Бахарской впадины, хр. Самдан-Дамбын-нуру и сомона Шинэ-Джинст в осадках дзунбаинской серии, перемежающихся с покровами радиологически датированных базальтов, обнаружены фаунистические остатки позднепостнеокомового возраста [1, 8]. Для базальтов дзунбаинской серии получены К—Аг-датировки 105—126 млн. лет, причем подавляющая их часть отвечает диапазону 105—118 млн. лет — баррему — альбу раннего мела. Для интрузивных трахитов Ноян-Бахарской впадины получена датировка 116 млн. лет.

Заключительный этап позднемезозойского магматизма, проявившийся в начале позднего мела только в южной части района хр. Арц-Богдо (в Шавагской впадине), характеризуется формированием небольших приповерхностных интрузий основных пород, а также незначительными излияниями базальтовой магмы (см. таблицу). Интрузии основных пород, обычно sillоподобной формы (мощностью до 50 м), прорывают цаганцабские и дзунбаинские толщи. Покровы позднемеловых базальтов мощностью до 20 м залегают согласно среди фаунистически охарактеризованных [9, 10] осадков баинширэнской свиты верхнего мела, которые с несогласием перекрывают раннемеловую дзунбаинскую толщу. К—Аг-датировки покровных базальтов (92—101 млн. лет) отвечают сеноману; практически тот же возраст получен для интрузивных бази-



тов — 94—102 млн. лет [9, 10]. Таким образом, кайнозойский возраст части базальтов Шавагской впадины, ранее принятый для них [2 и др.], не подтверждается. В то же время основной магматизм проявился в кайнозойе в двух районах Гобийского Алтая. В северной части хр. Арц-Богдо, в Ховдинской впадине, в олигоцене сформировался покров основных эффузивов мощностью около 140 м. Полученные для них две К — Аг-датировки (32 млн. лет) весьма близки к возрасту олигоценовых базальтов северного борта Долины Озер — 28—32 млн. лет [4]. В хр. Ихэ-Богдо кайнозойские базальтоиды формируют крупную вулканическую постройку горы Джиран-Богдо и небольшие покровы в окрестностях последней [3].

Таким образом, позднемезозойский магматизм в Гобийском Алтае был длительным и протекал с небольшими перерывами, начиная с берриаса раннего мела по сенман позднего мела, в целом в диапазоне около 45 млн. лет. Продукты позднемезозойского магматизма изучавшегося региона имеют свои возрастные аналоги восточнее Гобийского Алтая — в пределах рифтогенной структуры, пространственно сближенной с зоной Главного Монгольского линейамента [7, 11], в частности в Мушугайском районе [5, 6]. При этом позднемезозойские магматические породы двух регионов хорошо коррелируются (см. таблицу и рис. 1).

### СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА

В Гобийском Алтае позднемезозойский магматизм проявлен в пределах узкой протяженной полосы, отчетливо локализуясь во внутриконтинентальных грабенах. Положение последних в целом контролируется главнейшими разломами региона, прежде всего Ихэ-Богдинским и Баян-Гобийским, отчасти Заалтайским (районы хр. Арц-Богдо и сомона Шинэ-Джинст). Как правило, грабены, имеющие внушительные размеры, ограничены крутопадающими разломами, отделяющими их от более ранних структурных комплексов.

В районе хр. Арц-Богдо наблюдаются три субширотных грабена; в строении двух из них принимают участие позднемезозойские магматиты. Еще одна впадина в центральной части района выполнена поздне-меловыми осадками. В южной части района располагается Шавагская впадина протяженностью около 90 км при ширине до 20 км, четко ограниченная разломами, южный из которых уже относится к зоне Главного Монгольского линейамента (восточное окончание Заалтайского разлома). В бортах Шавагской впадины прослеживаются узкие субширотные поднятия, образованные породами палеозойского основания, а сама впадина сложена позднемезозойскими осадками и разновозрастными базальтами (рис. 2).

Севернее горного массива Арц-Богдо, к востоку от хр. Бага-Богдо, располагается крупная Ховдинская грабеновидная впадина протяженностью около 100 км при ширине до 40 км, ограниченная тектоническими нарушениями Ихэ-Богдинской зоны разломов. В пределах этой впадины наряду с позднемезозойскими осадками и раннемеловыми основными эффузивами отмечаются поля развития раннемеловых кислых вулканитов, а также кайнозойских базальтов.

В Шавагской и Ховдинской впадинах падение стратифицированных эффузивных и осадочно-эффузивных толщ направлено к их центральным частям. Обычно эти толщи залегают полого, под углами 5—15°, причем покровы цаганцабских базальтов характеризуются несколько более крутым погружением (8—15°), нежели породы дзунбаинской толщи (5—10°) и поздне-меловые осадки и покровы базальтов (3—6°). В прибортовых частях впадин фиксируется заметное увеличение углов падения позднемезозойских толщ (до 35—40°). Общая мощность поздне-мезозойских толщ в грабенах хр. Арц-Богдо достигает 1300 м, причем более половины ее приходится на эффузивы. Осадконакопление в пределах грабенов в основном носило грубообломочный характер, отложе-

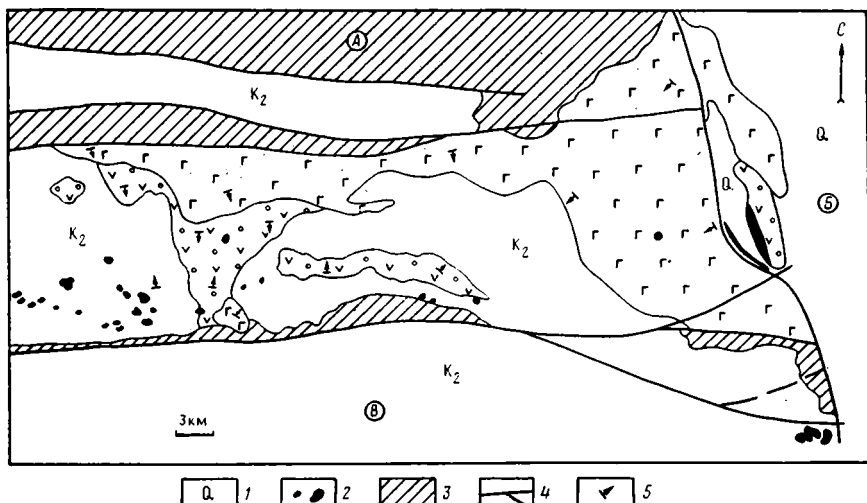


Рис. 2. Схема строения Шавагской впадины (хр. Арц-Богдо)  
 Буквы в кружках: А — главное поднятие хр. Арц-Богдо, Б — Уланнурская впадина, В — Халтардзагийнская впадина  
 1 — четвертичные отложения, 2 — сеноманские базальты, 3 — породы палеозойского основания, 4 — разломы, 5 — элементы залегания. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

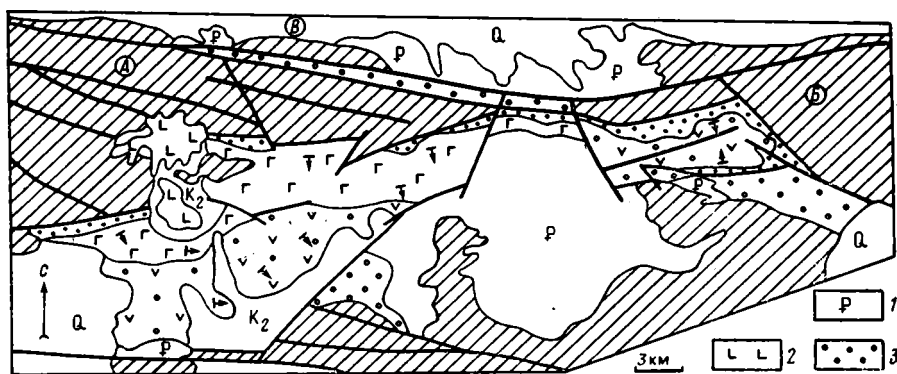


Рис. 3. Схема строения района хр. Ихэ-Богдо. Буквы в кружках: А — поднятие хр. Ихэ-Богдо, Б — поднятие хр. Бага-Богдо, В — Долина Озер  
 1 — палеогеновые осадки, 2 — кайнозойские базальты, 3 — раннемезозойские осадки. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 2

ния озерного типа распространены локально, главным образом в северной части Шавагской впадины, на участке горы Бурэгдий.

В хр. Ихэ-Богдо позднемезозойские породы в целом слагают единую грабеновую структуру протяженностью около 60 км при ширине до 15 км, протягивающуюся от восточных до западных предгорий горного массива Ихэ-Богдо — поднятия хр. Бага-Богдо (рис. 3). Эта структура, принадлежащая к плейстосейстовой области Гоби-Алтайского землетрясения, осложнена поздними дислокациями и по Тормхонскому разлому разделена на два участка, соединенные узкой перемычкой. Кроме того, строение западной части грабена осложнено крупной кайнозойской палеовулканической постройкой, а восточной (плоскогорья Тэвш) — разломами в осевой и восточной частях. Несмотря на это четко видно, что положение грабена полностью контролируется тектоническими нарушениями Ихэ-Богдинской и Баян-Гобийской зон разломов, отделяющих его от пород более ранних структурных комплексов, в том числе и раннемезозойского (в северной и юго-восточной его частях). В строении грабена принимают участие позднемезозойские осадки и эффузивы об-

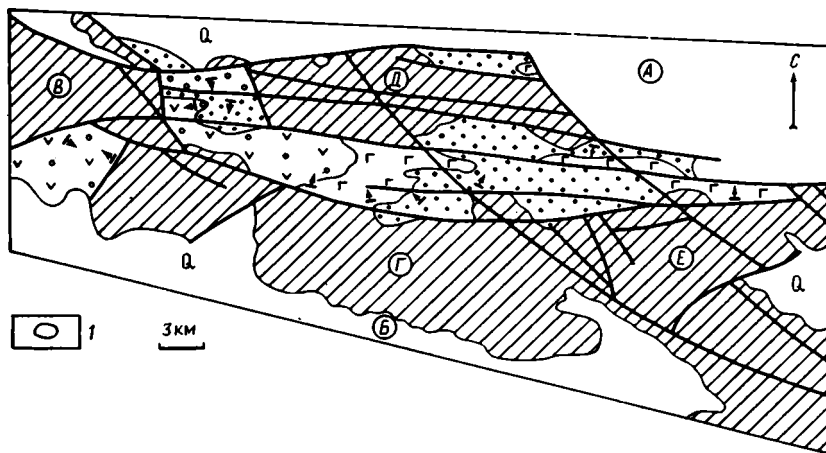


Рис. 4. Схема строения Ноян-Бахарской впадины. Буквы в кружках: А — Долина Озер, Б — Нарингольская впадина, В — хр. Боян-Цаган-нуру, Г — хр. Баян-Арик, Д — хр. Бахар-ула, Е — хр. Таряту-ула  
1 — раннемеловые кислые магматиты. Остальные условные обозначения см. на рис. 1—3

щей мощностью более 1500 м, причем почти две трети разреза приходится на раннемеловые покровные базальты.

Для восточной части грабена хр. Ихэ-Богдо характерны элементы симметричного строения со сменой более древних образований более молодыми по направлению к центральной части плоскогорья Тэвш. В этом же направлении фиксируется погружение и выполаживание стратифицированных толщ (от 15 до 5°). Характерно, что в узких прибортовых частях, вблизи ограничивающих грабен разломов, залегание пород становится более крутым (до 25°). В более крупной западной части грабена позднемезозойские толщи залегают субмоноклинально с общим падением к Тормхонскому разлому. В этом направлении отмечается выполаживание толщ (от 15—20 до 5—8°) и их омоложение. Здесь по направлению с севера на юг простирание позднемезозойских толщ меняется от запад — северо-западного и широтного до северо-восточного и субмеридионального, а падение — с южного до восточного. Так же как и на участке плоскогорья Тэвш, в узких прибортовых частях грабена наблюдается увеличение крутизны залегания толщ (до 35—40°). Осадки, принимающие участие в строении грабена хр. Ихэ-Богдо, в основном терригенные грубообломочные, отчасти озерные, в большей мере характерные для части разреза дзунбаинской серии в западной его части.

К западу от хр. Ихэ-Богдо позднемезозойские образования, в том числе и магматические, получили широкое распространение в пределах крупной субширотной Ноян-Бахарской впадины протяженностью около 70 км при ширине до 10 км (рис. 4), а также в ряде более мелких грабенов, прослеживающихся севернее последней (включая южную часть хр. Аралинту). Все эти впадины расположены в Ихэ-Богдинской зоне разломов и ограничены принадлежащими к последней тектоническими нарушениями. Общая мощность позднемезозойских толщ в Ноян-Бахарской впадине достигает 1,5 км, из которых около трети образуется основными эффузивами. Впадина в целом характеризуется асимметричным строением. Ее восточная часть в основном сложена позднеюрскими отложениями тормхонской свиты, а западная — раннемеловыми эффузивами (при резко подчиненной роли осадков), причем по направлению к западу осадочно-эффузивная толща дзунбаинской серии сменяет толщу цаганцабских трахибазальтов. Таким образом, позднемезозойские магматические породы главным образом локализованы в западной половине грабеновой впадины, хотя узкое поле раннемеловых эффузивов прослеживается и на восточном фланге впадины.

Залегание позднемезозойских стратифицированных толщ в пределах Ноян-Бахарской впадины пологое, под углами 5—15°, с падением к внутренним частям грабена. В этом же направлении отмечается уменьшение углов падения. Однако в прибортовых частях грабенообразной впадины толщи нередко имеют довольно крутое падение (до 30°). Как и в предыдущих районах, среди позднемезозойских отложений заметно преобладают терригенные грубообломочные осадки. Осадки озерного типа встречены лишь в западной части Ноян-Бахарской впадины среди отложений дзунбаинской серии. Они же наблюдаются среди отложений этой серии в грабеновидной впадине в окрестностях урочища Кухт-Тологой (южная часть хр. Аргалинту).

В районе хр. Самдан-Дамбын-нуру позднемезозойские породы слагают грабен протяженностью около 50 км при ширине до 15 км, расположенный в Ихэ-Багдинской зоне разломов, контролирующей его положение. Общая мощность позднемезозойских толщ достигает здесь 1 км, около 30% ее приходится на раннемеловые эффузивы. В строении грабена принимают участие позднеюрские и раннемеловые осадки и раннемеловые эффузивы цаганцабской свиты и дзунбаинской серии. Грабен имеет асимметричное строение: по направлению с юга на север более древние толщи сменяются более молодыми, так что северная его часть образована осадочно-вулканогенной толщей дзунбаинской серии, а внешняя южная часть — отложениями тормхонской свиты верхней юры. Позднемезозойские толщи довольно полого под углами 5—15° погружаются к северу, причем в этом же направлении фиксируется уменьшение углов падения пачек осадков и базальтовых покровов. Осадки, принимающие участие в строении грабена, большей частью терригенные грубообломочные, но среди пород дзунбаинской серии существенную роль играют и осадки озерного типа, хотя и здесь их общая мощность невелика (до 15—20 м). Остальные грабеноподобные впадины региона имеют небольшие размеры, их строение в целом аналогично грабенам, рассмотренным выше.

Грабены Гобийского Алтая, сложенные позднемезозойскими осадками и магматитами, представляют собой внутриконтинентальные рифтогенные структуры, формирование которых происходило в течение поздней юры — позднего мела. Возраст этих структур достаточно отчетливо выявляется по их наложению не только на венд-палеозойские структурные комплексы, но и на раннемезозойский комплекс (например, в районах хребтов Арц-Богдо, Бага-Богдо, Ихэ-Богдо, Ноян-Бахарской впадины).

С внутриконтинентальным рифтогенезом неразрывно связано образование мощных толщ осадков и проявлений разнообразного магматизма, локализованных в пределах отдельных рифтогенных впадин. Общая мощность позднемезозойских толщ в последних достигает 1,5 км и более, причем значительная ее часть приходится на эффузивы (главным образом основного состава). Это указывает на существенное растяжение континентальной коры в процессе позднемезозойского рифтогенеза, как и сами размеры рифтогенных впадин-грабенов, протяженность которых достигает 100, а ширина 40 км. Осадконакопление в пределах грабенов в основном носило терригенный грубообломочный характер. Изучение обломочного материала показывает, что в подавляющей своей части он образовался за счет пород палеозойских структурных комплексов, непосредственно примыкающих к грабенам. Следовательно, можно говорить не только о близости областей сноса, а и об их непосредственном примыкании к рифтогенным впадинам, и, видимо, о сохранении первоначального облика грабенообразных структур.

Связь позднемезозойского магматизма Гобийского Алтая с рифтогенезом подчеркивается составом его продуктов (см. таблицу) и их ассоциацией. Последняя представлена породами повышенной щелочности — субщелочными базальтоидами, трахириолитами, трахитами, что типично для зон рифтогенеза. На фоне высокой общей щелочности магматитов обращает на себя внимание их обогащенность калием. Это ха-

рактерно как для кислых пород и трахитов, в которых вообще калий преобладает над натрием, так и для превалирующих основных магматических пород. Так, в покровных базальтах в среднем содержится 6,3%  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , в том числе 2,4%  $\text{K}_2\text{O}$ . Наряду с калием позднемезозойские базиты Гобийского Алтая, как правило, обогащены рубидием, стронцием, барием, ниобием, цирконием, редкими землями, лантаном относительно иттербия, что весьма характерно для рифтогенных базальтов, существенно отличающихся от базальтов, формирующихся в иных геодинамических обстановках.

Полученные данные позволяют полагать, что рифтогенез в области Гобийского Алтая имел длительное развитие. С небольшими перерывами он протекал, начиная с ранней перми до начала позднего мела включительно. В позднем мезозое здесь в окончательном виде сформировалась региональная рифтовая структура. В то же время последнюю следует рассматривать как западную составную часть крупнейшей Северо-Гобийской рифтовой зоны протяженностью около 1500 км, простирающейся к востоку от Гобийского Алтая почти на 900 км. В отличие от области Гобийского Алтая восточная часть Северо-Гобийской рифтовой зоны формировалась в позднем палеозое — позднем мезозое на среднепалеозойской континентальной коре [5, 12]. Рифтогенным характером позднемезозойского магматизма, однотипностью геодинамических обстановок его проявлений и объясняются явные аналогии в развитии магматизма и составе его продуктов в пределах двух областей рифтовой зоны (см. рис. 1).

#### Литература

1. Бадамгарав Ж., Луицкая А. И., Мартинсон Г. Г., Фрих-Хар Д. И. Новые данные о нижнемеловых базальтах Монголии//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 44—51.
2. Геологическая карта МНР масштаба 1:1 500 000/Под ред. Н. А. Маринова, Н. С. Зайцева, Р. А. Хасина. М.: ГУГК, 1971.
3. Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 391 с.
4. Девяткин Е. В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.
5. Коваленко В. И., Нагибина М. С., Добров Г. М. и др. Мезозойские щелочные породы и связанное с ними оруденение Мушугай-Худукского района Монголии//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С. 75—89.
6. Самойлов В. С., Коваленко В. И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983. 196 с.
7. Самойлов В. С., Коваленко В. И., Саидимирова Г. П. и др. Первые рубидий-стронциевые даты для онгориолитов Монголии//Докл. АН СССР. 1986. Т. 286. № 4. С. 168—172.
8. Фрих-Хар Д. И., Саница С. М., Иванов В. Г. и др. Позднезунбанские вулканы Гобийского Алтая (Монголия)//Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 2. С. 425—428.
9. Шувалов В. Ф. Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время//Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 18—20.
10. Шувалов В. Ф., Николаева Т. В. О возрасте и пространственном распространении кайнозойских базальтов на юге Монголии//Вестн. ЛГУ. 1985. № 14. С. 52—59.
11. Ярмолюк В. В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 196 с.
12. Ярмолюк В. В. Структурная позиция континентальных рифтовых зон Центральной Азии//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 9. С. 3—12.

Институт геохимии  
им. А. П. Виноградова СО АН СССР, Иркутск, 664033,  
Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, Москва, 109017

Поступила в редакцию  
7.V.1987

УДК 551.24 : 001.4

У НК С О В А М. В.

## О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ

В статье освещен вопрос формирования совокупности тектонических терминов и сделана попытка ее смыслового и лингвистического анализа.

В течение ряда лет во ВСЕГЕИ проводилось изучение тектонической терминологии в той ее части, которая относится к статическому типу тектонических систем, по Ю. А. Косыгину [12]. В статье освещен процесс формирования совокупности тектонических терминов и сделана попытка ее смыслового и лингвистического анализа.

Согласно Ю. А. Косыгину, язык, применяемый для описания статических систем, может рассматриваться как основной язык тектоники. На основе анализа данных по более чем 5000 терминов статической тектоники построен график формирования совокупности терминов по годам, т. е. дифференциальный график, представляющий годовые приросты как функцию времени (рис. 1, а). На графике представлены линии, отражающие общее количество предложенных в каждом году новых терминов (кривая «инновации») и количество терминов, закрепившихся в терминологической системе (кривая «принятия») [26].

Совокупность геотектонических терминов в ее современном виде формировалась в течение более чем 200 лет. Образование группы терминов, играющих максимально определяющую роль (так называемой доминанты терминосистемы), падает на конец XIX — начало XX в. Развитие горного дела вызвало фиксирование в трудах ученых таких практически употребляемых терминов, как «грабен» (1782 г., I. K. G. Jakobson), «моласса» (1669 г., N. Steno). Количество терминов значительно увеличилось к началу XIX в. Так, к 1802 г. относится введение понятия «разлом (разрыв)» (I. Playfair), к 1813 г. — термина «кливаж» (R. Bakewell), к 1824 г. — термина «антиклиналь» (W. D. Conybeare).

В 30—40-х годах XIX в. в работах Ч. Лайеля, Д. И. Соколова и др. был введен ряд терминов, обозначающих важнейшие объекты геотектоники и структурной геологии, такие, как «кора земная» (1835 г., Ch. Lyell), «угол падения пласта (слоя)» — (1842 г., Д. И. Соколов).

В продолжение двух последних десятилетий XIX в. терминосистема геотектоники пополнилась такими существенными для современных геотектонических построений понятиями, как «желоб глубоководный» (1884 г., A. Suspan), «долина рифтовая» (1884 г., I. W. Gregory). В трудах русских ученых А. П. Карпинского, И. В. Мушкетова, А. А. Иностранцева и др. оформляется русская геотектоническая терминосистема.

Первый значительный максимум на графике (см. рис. 1, а), соответствующий активизации терминотворчества, падает на 1903—1904 гг., когда появились работы М. Неймайра, К. Кейльгака и ряда других исследователей, как русских, так и иностранных (преимущественно немецких). Характерным для этого периода является начало классифицирования, т. е. введения не только терминов, но и их иерархизованных совокупностей, описывающих природные объекты. Уже на этом первом этапе ученые, работавшие почти одновременно, создали параллельные классификации. Так, при характеристике разрывных смещений К. Кейльгак (1903 г.) употребляет термины «крыло опущенное» и «крыло поднятое», а Неймайр (1904 г.) — «крыло лежачее» и «крыло висячее». В эти годы введены также широко употребляемые ныне термины, как «дуга островная» (1903 г., W. I. Sollas), «линнеамент» (1904 г., W. H. Hobbs).

Следующий период значительного пополнения терминосистемы падает на 1909—1914 гг. В работах русских ученых, особенно А. А. Иностранцева, а также в трудах Э. Ога, Ч. Шухерта, Э. Зюсса и др. введены такие важные термины, как «брекчия» (1914 г., Э. Ог), «будинаж» (1909 г., М. Лозст), «астеносфера» (1914 г., Дж. Баррел). В 1910 г. впервые описана граница Мохоровичича. Введение новых терминов часто становилось первым этапом создания иерархических классификаций путем установления родовидовых отношений между основным термином и его производными, выраженными терминами-словосочетаниями, в основном вида «существительное + прилагательное». А. А. Иностранцев описал «залегание коренное» и «залегание автохтонное», Э. Ог — «брекчию» и ее разновидности: «брекчия дислокационная» и «брекчия трения».

На 1914 год падает первый существенный разрыв между максимумами кривых «инновации» и «принятия», свидетельствующий о том, что значительная часть ( $> 1/3$ ) терминов, предложенных в этот период, не укрепились в геологической практике.

После перерыва, падающего на годы первой мировой войны и Октябрьской революции (1915—1920 гг.), дальнейшее пополнение геотектонической терминосистемы происходило благодаря развитию русской советской науки в трудах А. А. Архангельского, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, А. А. Борисяка, Д. И. Мушкетова и достигло максимума в 1935 г. Вводившиеся в этот период термины, как правило, представляют собой словосочетания и образуют многоуровневные иерархические классификации. Описываемый период закончился в 1940 г. и привел к значительному пополнению терминосистемы. К этому времени в терминосистему были введены основные термины геотектоники.

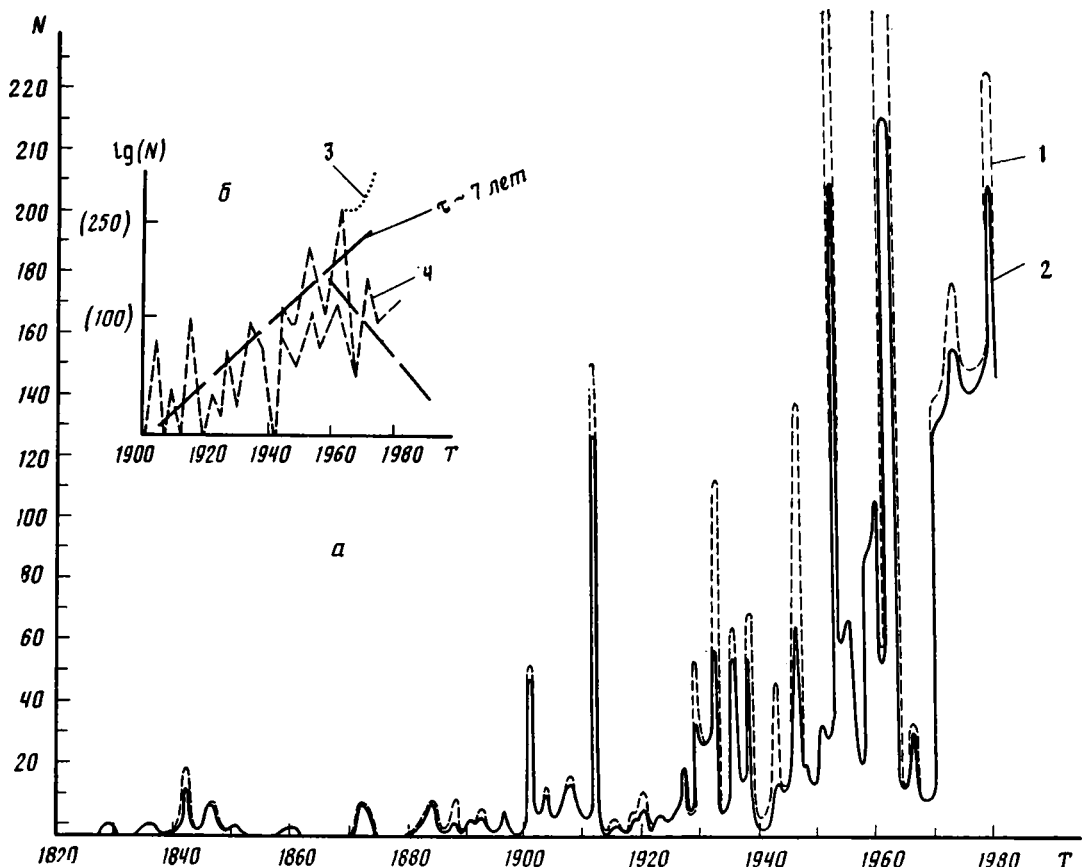


Рис. 1. Графики формирования геологических терминосистем во времени: а — дифференциальный в нормальном масштабе, б — дифференциальный в полулогарифмическом масштабе. Цифры на графиках: 1 — кривая «инновации», 2 — кривая «принятия» (термины статического типа тектонических систем); 3 — гипотетическая экстраполяция дифференциального графика на будущее по [4]; 4 — дифференциальный график фактический (на период до 1980 г.)

тектоники и структурной геологии и осуществлено создание первоначальных классификаций.

Следующий максимум графика формирования терминосистемы во времени падает на 1944—1950-е годы, когда наступил период углубленного изучения геотектонических объектов. Пополнение системы шло по линии совершенствования классификаций, введения генетических оснований классифицирования. В 1950 г. Ю. А. Косыгин опубликовал обобщающие работы по тектонике платформенных областей, А. А. Богданов в 1949 г. — специальную работу «Несогласия, их типы и значение их изучения» [3], в которой предложена классификация несогласий и введен для их характеристики ряд широко применяющихся в настоящее время терминов. В то же время разрыв в конфигурации кривых «инновации» и «принятия» не только не сократился по сравнению с предыдущим периодом, но еще более увеличился, так как значительная часть предложенных в этот период терминов не выдержала испытания временем.

С 1954 г. началась эпоха взрывообразного пополнения терминосистемы: величина максимумов на графике далеко превосходит зафиксированные в предыдущем столетии. Сокращаются или почти исчезают периоды анализа и накопления материала, соответствующие минимумам-интервалам между максимумами (особенно в 1960—1965 гг.). Взрыв терминовтворческой активности связан с тем, что именно с 1954 г. появляются такие фундаментальные труды, как работы Ю. А. Косыгина, «Основные вопросы геотектоники» В. В. Белоусова [2], «Общая геотектоника» В. Е. Хаина [34], «Структурная геология» Г. Д. Аджирея [1], ряд обобщающих и типизирующих работ, таких, как «Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов» А. В. Пейве [25] и др. В 1955 г. вышло первое издание «Геологического словаря» [6]. Появление фундаментальных сводок и работ, специально посвященных вопросам типизации и классификации тектонических структур, неизбежно приводило к значительному возрастанию объема терминосистемы. Так, например, в 1954 г. В. Е. Хаин предложил термины «впадина внутрищитовая» и «впадина наплитная» [33]. В 1964 г. В. Е. Хаин в процессе углубленного изучения и детализации классификации выделил «впадину внутреннюю воз-

рожденную», «впадину внутреннюю наложенную», «впадину внутреннюю унаследованную», «впадину внутреннюю новообразованную» [34] в развитие термина В. В. Белоусова «впадина внутренняя» [2]. Далеко не все из предложенных в десятилетие 1954—1964 гг. терминов употребляются в настоящее время, многие заменились более удобными в обращении синонимами.

Максимум 1954 г. образовался за счет пополнения терминосистемы на традиционной основе. С начала 60-х годов в работах Вайна и Мэтьюза (1963 г.), Уилсона (1965 г.) и др. появляются первые термины нового теоретического направления — тектоники плит.

Параллельно с этим процесс математизации геологии постепенно проник в область геотектоники. В 1964—1965 гг. появились работы Д. А. Родионова, В. А. Соловьева, Ю. А. Косыгина и Ю. А. Воронина, например «Опыт формализации некоторых тектонических понятий» [15]. В 1964 г. в трудах ИГиГ СО АН СССР был опубликован «Опыт анализа и построения геологических классификаций на основе представлений конечной математики», где сделана попытка строгого в логическом плане определения вновь вводимых терминов и уточнения логическим путем значений терминов, уже использующихся (их экспликация). Следует отметить также появившиеся в эти годы попытки введения количественных ограничений классификационных подразделений. Так, И. И. Потапов (1964 г.) предложил следующую схему классификации разрывных тектонических структур по глубине: до 800 км — «сверхглубинные разломы», до 300 км — «собственно глубинные разломы», до 100 км — «коровые» и до 15 км — «покровные структуры». Укажем сразу, что в «Карте разломов территории СССР и сопредельных стран», изданной в 1982 г., эта классификация не нашла применения [10]. В основе классификации разрывов со смещением П. П. Кропоткина (1961 г.) лежат геометрические признаки, классификация произведена по величине угла падения плоскости сместителя и угла между следом движения крыльев дизъюнктива и простираемым сместителя [18].

Появление охарактеризованных выше новых теоретических направлений привело к значительному пополнению терминосистемы. Максимум 1964 г. по своему масштабу является одним из наибольших.

К сожалению, попытки введения математически и логически обоснованных геотектонических терминов и их совокупностей, а также количественных критериев в основании классификаций оказались не вполне успешными. Соответствующие разделы терминосистемы практически почти не используются, как, например, классификация «границ геологических» Ю. А. Косыгина и Ю. А. Воронина 1965 г. [14]. Упомянутая выше «Карта разломов...» [10], большая коллективная работа советских геологов, имеет в легенде для геотектонических данных одно количественное ограничение — отличие надвигов от взбросов производится по величине угла наклона сместителя. В целом терминосистема геотектоники и структурной геологии осталась до настоящего времени качественной, построенной на основе перцептуального подхода к изучению природных объектов.

Под руководством Ю. А. Косыгина в 1958—1970 гг. было опубликовано несколько сводных работ констатационного характера, в которых собраны термины по отдельным разделам геотектоники и структурной геологии — «Материалы по тектонической терминологии» [21].

70-е годы и начало 80-х характеризуются новым оживлением терминотворческой деятельности, в основном на базе теоретической концепции тектоники плит. Особенностью этого периода является уменьшение разрыва между количеством вновь предлагаемых терминов (см. рис. 1, кривая «инновации») и количеством терминов, активно используемых в геологической литературе (см. рис. 1, кривая «принятия»), объясняемое отсутствием фактора «проверки временем» и отсюда — трудностью выделения категорий терминов, не рекомендуемых к употреблению.

Описываемый период начался в 1970 г. выпуском «Справочника по тектонической терминологии» [30] под редакцией Ю. А. Косыгина и Л. М. Парфенова. Справочник является итогом многолетних работ на основе упоминавшихся выше «Материалов по тектонической терминологии» [21]. Он представляет собой сводку примерно 5000 терминов, включая термины, относящиеся к динамическим и ретроспективным (по Ю. А. Косыгину) системам. В 1971 г. в лаборатории теоретической тектоники Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР была поставлена специальная тема по систематизации понятий и упорядочению тектонической терминологии. В 1971—1975 гг. был подготовлен ряд терминологических справочников и статей под редакцией Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева и В. А. Соловьева, в которых терминологические исследования рассматриваются как один из разделов теоретической тектоники [29, 31].

Однако термины тектоники плит в этих изданиях почти отсутствуют. Между тем развитие новой теоретической концепции в 70-е годы продолжалось особенно интенсивно. Публиковались фундаментальные переводные работы, такие, как сборник статей «Новая глобальная тектоника» 1974 г. [24], «Тектоника плит» К. Ле Пишона и др. 1977 г. [19] и др. В геологической литературе появляется много новых терминов, частью заимствованных из смежных научных дисциплин (особенно из геофизических). Во многих случаях изменяется значение существующих терминов. Достаточно сравнить толкование термина «плита» в «Справочнике...» [30] («отрицательная крупная тектоническая структура платформ») и в новейшем «Международном тектоническом словаре» [22] («часть литосферы, внутренние деформации которой имеют второстепенное значение по сравнению с горизонтальными перемещениями относительно смежных плит»).



Наряду с переводными работами в 70-х годах появляются многочисленные труды советских ученых, посвященные разработке или критике этой концепции и насыщенные новыми терминами. Достаточно назвать «Введение в геотектонику» Л. П. Зоненшайка и Л. А. Савостина (1979 г.) [9], «Мобилизм и поисковые геологические критерии» А. А. Ковалева (1978, 1985 гг.) [11] и др. Попытка систематизации геотектонической терминосистемы сделана также во втором издании «Геологического словаря» (1973 г.) [7].

В трудах Л. И. Красного, посвященных проблемам тектонической систематики (1972—1982 гг.), не только введен ряд новых терминов (например, «геоблок») [17], но и рассматриваются пути совершенствования тектонической терминологии.

Л. И. Красный справедливо указывает на неустойчивый характер части терминосистемы, связанной с концепцией тектоники плит, в частности на обилие в ней усложненных словосочетаний [16].

В настоящее время (конец 80-х годов) не наблюдается заметного уменьшения количества предлагаемых терминов. В обобщающем труде В. А. Унксова «Тектоника плит» (1981 г.) [32], в котором последовательно излагаются основы данной концепции, в сборнике «Принципы и методы тектонического анализа» 1982 г. [27] вводится ряд новых терминов. Термины тектоники плит, как правило, представляют собой словосочетания.

Существенным вкладом в дело упорядочения тектонической терминосистемы следует считать вышедший в 1982 г. «Международный тектонический словарь» [22]; несмотря на сравнительно малый объем, он может служить образцом для работ по стандартизации геотектонической терминосистемы.

Процесс формирования терминосистемы во времени был проанализирован в 60-х годах А. М. Боровиковым [4]. Общий объем «понятийной базы» тектоники на 1960 г. был оценен в 8155 терминов. Сделан вывод о количественном росте словарной и понятийной базы по типу лавинной или цепной реакции и о том, что в 80-х годах количество тектонических терминов будет измеряться многими десятками и первыми сотнями тысяч (40 000 терминов на

Рис. 2. Графики возрастания словаря геотектонических терминов во времени. Цифры на графике: 1 — интегральный график суммарного количества терминов, накопленных к концу каждого года, в нормальном масштабе (по [4] с дополнениями); 2 — аппроксимирующая кривая, близкая к экспоненте до 1960 г., и ее гипотетическое продолжение по [4]; 3 — продолжение аппроксимирующей кривой на период до 1980 г., отвечающее реальному процессу роста количества тектонических терминов; 4 — гипотетическое продолжение аппроксимирующей кривой на период до 2000 г.; 5 — дифференциальный график в полулогарифмическом масштабе

1980 г.). Однако, как показывают полученные нами данные, реальное развитие терминосистемы не пошло в направлении предположений А. М. Боровикова. Максимум середины 60-х годов оказался наибольшим. 70—80-е годы принесли относительное ослабление терминотворческой активности, и экспоненциальное нарастание объема «понятийной базы» прекратилось. При пересчете графика, представленного на рис. 1, а, в полулогарифмический масштаб получился график (рис. 1, б), сходный для периода 1900—1960 гг. с дифференциальными графиками роста ежегодного количества новых определений, построенными А. М. Боровиковым для различных разделов тектонической терминосистемы. Наблюдаются общие минимумы в интервале 1910—1920 гг. и в начале 40-х годов. Наибольший максимум на графиках датируется, как было сказано, 1964—1965 гг., однако дальнейшее развитие терминосистемы отражено на графиках по-разному. Вместо построенной А. М. Боровиковым путем экстраполяции ветви, соответствующей примерно 1968 г. и уходящей вверх (см. рис. 1, б, кривая 3), на нашем графике наблюдается относительный минимум, сменяющийся максимумом 70—80-х годов, меньшим по масштабу, чем максимум середины 60-х. Суммарный интегральный график, представляющий количество «определений тектонических понятий» (т. е. тектонических терминов, включая словосочетания) как функцию времени, дополненный данными на период 1960—1980 гг., представлен на рис. 2. Прямая линия, экстраполирующая на будущее представленную на графике кривую, близкую к экспоненте (см. рис. 2, 2), оказалась не соответствующей полученным нами данным. При определенном на 1980 г. объеме совокупности терминов статической тектоники в 5300 терминов общий объем тектонической терминосистемы может быть определен примерно в 10 000 терминов. Кривая (см. рис. 2, 3) теряет экспоненциальный характер, образует перегиб, соответствующий примерно 1966 г., после которого проявляется тенденция к выполаживанию аппроксимирующей кривой (см. рис. 2, 4).

В период 1960—1980 гг. изменяется также постоянный для каждой экспоненты параметр  $\tau$ , имеющий смысл периода удвоения терминологической и понятийной базы в годах [4]. Параметр  $\tau$  определяется на дифференциальных графиках в полулогариф-

Концепт (основное системообразующее отношение, обеспечивающее ее единство)	Выражение логико-понятийной системы предметной области и обеспечение коммуникаций
Структура (отношение между элементами)	Иерархические взаимосвязи терминов в совокупности терминологических полей
Субстрат (все множество элементов, удовлетворяющее концепту)	Все множество терминов. Может быть найден способом перебора элементов (создание полной выборки)
Связи между элементами	Задаются известными отношениями между терминами, поскольку известны взаимоотношения соответствующих тектонических понятий (род — вид, часть — целое и т. д.)
Элементы	Реально существуют; являются семантически целостными единицами, выраженными словосочетаниями, словами, аббревиатурами
Система в целом	Состоит из реальных элементов; эволюционирует во времени, меняясь по содержанию и выражению, функционирует в научно-технических текстах

мическом масштабе (см. рис. 1, б) по углу наклона аппроксимирующих прямых. Согласно А. М. Боровикову [1], параметр  $\tau$  определен для периода 1900—1960 гг., когда он «редко выходит за пределы  $7 \pm 3$  года, что представляет необычайно высокие для науки темпы роста» [4, с. 5]. Начиная с конца 60-х годов, наклон аппроксимирующей прямой резко изменился (на обратный), что свидетельствует о принципиальной возможности обратного процесса — сокращения объема терминосистемы геотектоники (см. рис. 1, б).

Основная часть геотектонической терминосистемы образовалась в течение последних 40 лет, хотя основополагающие термины тектоники и структурной геологии были введены еще в XIX в. В целом соотношение нововведенных и закрепившихся в практике терминов статической тектоники за период 1819—1982 гг. составляет примерно 3 : 2. Формирование терминосистемы происходит пульсационно. С приближением к настоящему времени периоды анализа и накопления материала, разделяющие периоды активного терминотворчества, становятся менее длительными. В литературе [4] для системы терминов тектоники в целом приводится другая оценка отсева со временем терминов и понятий (определений) на период 1900—1960 гг. — не более 6% от числа нововведенных за тот же самый период. Согласно А. М. Боровикову, «за весь период развития тектоники полностью устарело не более 500 понятий» [4, с. 7]. Различие в полученных оценках количества отсеваемых со временем тектонических терминов объясняется, вероятно, специфическим характером терминосистемы статической тектоники, а также тем, что при наших исследованиях учитывались термины — словосочетания.

Согласно Ю. А. Косыгину и др., для решения проблемы усовершенствования геологического языка необходимо применение общих методологических принципов, и прежде всего принципа системности. Система терминов (терминосистема) должна рассматриваться как целостная совокупность элементов (терминов), описывающая логико-понятийную систему терминируемой области и имеющая определенные характеристики, выработанные общей теорией систем (табл. 1, 2).

Терминосистема геотектоники является элементом системы более высокого порядка (геологической терминосистемы); в то же время ее элементы выступают как системы более низкого порядка, например терминосистема тектоники плит.

Приводим количественные характеристики терминосистемы статической тектоники. Общий объем — порядка 5300 терминов, причем 25% составляют термины тектоники плит (нововведенные термины ~19%, остальные — используемые в новых значениях ранее употреблявшиеся тектонические термины). Семантическая характеристика терминосистемы приведена в табл. 2. Можно сделать вывод что термины тектоники плит в значительной части — сложные термины — конструкции, состоящие из трех и более слов.

Термины-слова могут быть [8]: неприродными («трещина»), производными («интрагеосинклиналь»), сложными («волновод»), аббревиатурными («Мохо»). Термины-словосочетания. 1. Свободные (преобладают). В них каждый из компонентов — термин, способный независимо вступать в двусторонние смысловые связи («складка фундамента»). 2. Несвободные словосочетания — их компоненты образуют термин лишь в сочетании («блок жесткий»). Словосочетания в основном представляют собой беспредложные конструкции типа «прилагательное (или причастие) + существительное (или субстантивное словосочетание) в именительном падеже» («граница плит генерирующая»). В словосочетаниях преобладают качественные прилагательные. В свободных словосочетаниях они имеют собственное терминологическое значение («[плита]

Состав (по семантической характеристике)	Слова				Словосочетания 5—7 слов (примеры)
	двух- словные	трех- словные	сочетания четырёх и более слов		
	%				
Терминосистема в целом	16	65	16	3	«Система глубинных разломов пересекающихся типа X»
Терминосистема тектоники плит	10	60	23	6,5	«Система глубоководный желоб—зона Заварицкого—Беньофа»

литосферная»). В несвободные словосочетания входят как качественные, так и относительные прилагательные, не выражающие специального понятия («[бассейн] изолированный»). Буквальное значение элементов словосочетаний не должно противоречить действительному значению термина как целого.

Образование геотектонических терминов рассматривалось многими исследователями (В. П. Нехорошев, Ю. А. Косыгин, Л. И. Красный и мн. др.).

В целом в ее современном состоянии терминосистема геотектоники характеризуется явной избыточностью. Например, понятие «геосинклиналь» описывается более чем 75 терминами [30]. Широко распространены и укоренились в геологической практике термины неопределенно широкого содержания, отражающие отсутствие строгих формальных критериев определения соответствующих понятий. Пример: «структура глубинная» (Арган, 1929 г.). Состав значения сложных терминов образуют две элементарные семантические единицы. Из них слово (или группа слов), выражающее в составе значения признака ближайшее родовое понятие, включает данное значение в общую иерархию понятий и внутри этой иерархии указывает на более широкое по сравнению с рассматриваемым понятие, которому рассматриваемое подчинено и части объема которого оно составляет. Узкое понятие образуется путем указания в дефиниции (атрибутивной части) дополнительных признаков — видовых значений, имеющих значение категорий величин и единиц расчленения, а также категорий свойств и состояний. При этом сужение значения понятий не нормализовано и производится путем определения: по характеру тектонических движений («перекрытие шарьяжное»), по времени их проявления («перемещение новейшее»), по генетическому признаку («складчатость кратогенная»), в соответствии с субъективной оценкой исследователя, в том числе с применением квази科логических ограничений («складчатость истинная», «плита большая»), по ориентировке относительно окружающих структур («прогиб внешний»), по характеру взаиморасположений элементов структуры («складка симметричная»), по географической привязке, на недостаточную информативность которой указывал В. П. Нехорошев [23] («впадина забайкальского типа») и т. д. В результате отсутствия каких-либо норм и правил во многих случаях возникают контекстуально неопределенные термины, т. е. термины, понятные лишь в рамках данного конкретного геологического текста.

Господствующая тенденция развития геотектонической терминосистемы в плане содержания — «дробление» понятия, являющееся естественным следствием увеличения детальности тектонических исследований. Однако параллельно действует и противоположная тенденция усиления степени абстрагирования понятий. В плане выражения со временем наблюдается во многих случаях сокращение атрибутивной части терминов — словосочетаний. В последние годы в связи с развитием нового теоретического направления (тектоники плит) усилилась тенденция к относительной международной терминосистеме, что проявляется в увеличении количеств как иноязычных заимствований, так и терминов, создаваемых с учетом иноязычных форм построения [20].

В заключение следует указать, что в термине различают буквальное значение самостоятельных элементов, входящих в его состав, и содержание термина в целом — его действительное значение [5]. Предъявляемое каждому термину требование «соответствия выражаемому понятию» предусматривает отсутствие противоречий между буквальным значением элементов и действительным значением. При построении терминов следует стремиться к тому, чтобы буквальным значением терминологических элементов были переданы признаки как наиболее специфические для данного понятия, так и сближающие данное понятие с другими, связанными с ним. Одним из основных условий правильности построения совокупности терминов как определенной системы является семасиологическое сближение терминов, выражающих понятия, находящиеся в близкой связи, т. е. выполнение терминами в известной степени классификационных функций.

Изучение временных особенностей формирования тектонической терминосистемы позволяет сделать следующие выводы.

1. Количественный рост словарной, или «понятийной», базы тектоники по типу лавинной или цепной реакции (экспоненциальная зависимость  $N(t) \approx N_0 e^{kt}$ ) прекратился в середине 60-х годов.

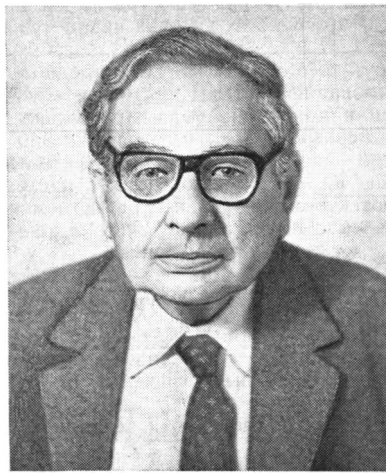
2. Если до середины 60-х годов дифференциальные графики пополнения терминосистемы обнаруживали линейное возрастание, то 70—80-е годы характеризуются про-

тивоположной тенденцией (см. рис. 1, б), несмотря на то, что пополнение терминосистемы в эти годы происходило в основном на базе новой теоретической концепции («тектоника плит»).

3. Экстраполируя на будущее, можно сделать предположение о намечающемся завершении процесса формирования системы тектонических терминов. Это не отменяет необходимости формализации понятийной базы, поскольку усовершенствование тектонического языка является первым необходимым шагом по пути достижения конечной цели теоретической геологии — построения «полной системы точных геологических знаний» [13, с. 98]. По мнению Ю. М. Пушаровского, в настоящее время требуется изменение понятийной базы геотектоники в связи с развитием идей мобилизма [28]. Представляется, что такое изменение происходит в системе тектонических терминов с начала 70-х годов и также близко к своему завершению.

### Литература

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1956. 494 с.
2. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 606 с.
3. Богданов А. А. Несогласия, их типы и значение их изучения//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1949. № 2. С. 43—60.
4. Боровиков А. М. О фактическом состоянии тектонической терминологии//Геотектоника. 1968. № 1. С. 3—7.
5. Высоцкий Б. П. Проблемы истории и методологии геологических наук. М.: Недра, 1977. 280 с.
6. Геологический словарь. Т. 1, 2. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 402 с., 446 с.
7. Геологический словарь. Т. 1, 2. Изд. 2-е. М.: Недра, 1973. 942 с.
8. Даниленко В. П. Лексико-семантические и грамматические особенности слов-терминов//Исследования по русской терминологии. М.: Наука, 1972. С. 7—67.
9. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
10. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. М-б 1:2 500 000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 86 с.
11. Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. Изд. 2-е. М.: Недра, 1985. 224 с.
12. Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 215 с.
13. Косыгин Ю. А., Боровиков А. М., Соловьев В. А. Принципы построения систем тектонических понятий, терминов и знаков//Тектоника Сибири. Т. 5. М.: Наука, 1972.
14. Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А. Геологическое пространство как основа структурных построений. Статья 2. Геологические границы и выделение геологических тел//Геология и геофизика. 1965. № 10. С. 3—11.
15. Косыгин Ю. А., Воронин Ю. А., Соловьев В. А. Опыт формализации некоторых тектонических понятий и терминологических определений//Геология и геофизика. 1964. № 1. С. 23—27.
16. Красный Л. И. Тектоническая систематика: принципы, содержание, пути усовершенствования. Принципы и методы тектонического анализа//Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 30. Л., 1980. С. 8—14.
17. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков. Л.: Недра, 1984. 224 с.
18. Кропоткин П. Н. Элементарные структуры, их классификация и терминология//Методы изучения тектонических структур. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 133.
19. Ле Пишон К., Франтио Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
20. Лотте Д. С. Вопросы заимствования и упорядочения иноязычных терминов и терминологических элементов. М.: Наука, 1982. 150 с.
21. Материалы по тектонической терминологии. Ч. 1, 2, 3//Тр. ИГиГ. Вып. 12, 20, 34. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961, 1963, 1964. 155 с., 113 с., 256 с.
22. Международный тектонический словарь/Ред. Дж. Деннис, Г. Муравски, К. Вебер. М.: Мир, 1982. 142 с.
23. Нехорошев В. П. О терминологии в тектонике//Тр. ВСЕГЕИ. Т. 85. Л., 1963. С. 27.
24. Новая глобальная тектоника/Ред. Л. П. Зоненшайн, А. Л. Ковалев. М.: Мир, 1974. 472 с.
25. Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1. С. 90—105.
26. Половинкина Ю. Ир., Унксова М. В. Структуры и текстуры горных пород. Классификатор терминов. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 98 с.
27. Принципы и методы тектонического анализа//Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 304. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 64 с.
28. Пушаровский Ю. М. Судьбы учения о геосинклиналях в связи с развитием мобилизма//Геотектоника. 1987. № 2. С. 3—12.
29. Соловьев В. А. Тектоника континентов (систематизация понятий и упорядочение терминологии). Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1975. 364 с.
30. Справочник по тектонической терминологии/М.: Недра, 1970. 582 с.
31. Тектоника континентов и океанов (терминологический справочник). Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1976. 758 с.
32. Унксов В. А. Тектоника плит. Л.: Недра, 1981. 288 с.
33. Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку: Азнефтеиздат, 1954.
34. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 479 с.



### СЛАВНЫЙ ЮБИЛЕЙ

26 февраля 1989 г. академику Виктору Ефимовичу Хайну исполнилось 75 лет. Кажется, совсем недавно в «Геотектонике» мы отмечали его 70-летие. Прошедшие годы были насыщены у Виктора Ефимовича напряженным творческим трудом и важными событиями в жизни. В 1987 г. он был удостоен Государственной премии СССР за пятитомный труд «Региональная геотектоника» и в том же году был избран действительным членом Академии наук СССР. За эти годы В. Е. Хайном написано много научных статей (общее количество которых у него приближается к 600) и изданы новые книги. Вышли из печати два тома «Региональной геотектоники» (1984, 1985), новый учебник геотектоники (совместно с А. Е. Михайловым, 1985), докембрийский том «Исторической геотектоники» (совместно с Н. А. Божко, 1988).

Под его (и Ю. Г. Леонова) редакцией опубликована книга «Тектоника континентов и океанов» (1988), являющаяся пояснительным текстом к Международной тектонической карте Мира. Деятельность академика В. Е. Хайна в области тектоники в международном аспекте в настоящее время является, безусловно, наиболее активной среди геологов-тектонистов нашей страны.

Виктор Ефимович как всегда полон творческих планов, увлечен новыми идеями. Незадолго до юбилея его можно было видеть на полевых работах в Тянь-Шане.

С первого дня основания журнала и в течение многих лет Виктор Ефимович был активнейшим автором и членом редколлегии журнала «Геотектоника», с которым у него и сейчас самые тесные связи. И мы пользуемся случаем поздравить дорогого Виктора Ефимовича с юбилеем, пожелать ему крепкого здоровья, творческих радостей и новых успехов.

*Редакционная коллегия журнала «Геотектоника»*

### Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора А. А. МОССАКОВСКИЙ

Ответственный секретарь В. С. БУРТМАН

М. Е. АРТЕМЬЕВ, Ч. Б. БОРУКАЕВ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,  
Н. В. КОРОНОВСКИЙ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, В. Д. НАЛИВКИН,  
А. С. ПЕРФИЛЬЕВ, А. В. ЧЕКУНОВ, В. Н. ШОЛПО, А. Л. ЯНШИН

### Адрес редакции

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пр., 7. Геологический институт АН СССР

Телефон 230-81-77

Зав. редакцией М. Н. Шуплецова

А 167

АВИАЦИОННЫЙ ПЕР Д В-54

КУРЕНКОВУ С А

70228

1 р. 40 к.

Индекс 70228

0

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

**ВРЕВСКИЙ А. Б. ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ  
РАЗВИТИЯ АРХЕЙСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ. 1989. 10 л. 1 р. 60 к.**

В книге рассматриваются принципы выделения, изотопный возраст, стратиграфия, петрология магматизма и метаморфизма архейских мобильных поясов Кольского полуострова. Дается оценка условий генерации и эволюции коматиит-толеитовой и базальт-андезитодацитовая магматических серий как индикаторов термодинамических режимов состояния системы кора — мантия. Определены закономерности эволюции процессов магматизма, рудогенеза и метаморфизма. Разработана геодинамическая модель развития литосферы Кольского мегаблока Балтийского щита.

Книга рассчитана на специалистов в области петрологии и тектоники.

**ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗА. 1989. 20 л. 4 р.**

В книге отражены наиболее важные направления тектонических исследований, проводимых на Кавказе академическими, производственными и другими организациями. Освещены проблемы геодинамики Кавказа и закономерностей размещения полезных ископаемых, региональной геологии, офиолитов и строения земной коры Кавказа в прошлом и настоящем, неотектоники, сейсмичности и прогноза землетрясений.

Книга предназначена для тектонистов, геологов широкого профиля, геофизиков и специалистов по полезным ископаемым.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга — почтой» «Академкнига»:

252030 Киев, ул. Пирогова, 4;

197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7;

117193 Москва, ул. Академика Пилюгина, д. 14, кор. 2;

630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22.