

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

6

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1981

ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

НОЯБРЬ — ДЕКАБРЬ

МОСКВА

№ 6, 1981

СОДЕРЖАНИЕ

Савельева Г. Н. Разлом Оуэн	3
Соловьева И. А. О поперечных нарушениях срединно-океанических хребтов	15
Муравски Г. Проблемы варисцид Средней Европы	32
Дембовский Б. Я. Внутреннее строение Лемвинского аллохтона (Западный склон Полярного Урала)	48
Казанцев Ю. В. Особенности строения Каратау на Южном Урале	54
Михайлов А. Е. Разрывные структуры складчатого основания Центрального Казахстана	62
Нагибина М. С., Антипин В. С., Гатинский Ю. Г., Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Коваленко В. И., Коваль П. В., Комаров Ю. В., Кузьмин М. И., Мишина А. В. Корреляция мезозойских тектонических движений и магматизма в Восточной Азии	77
Сборщиков И. М., Савостин Л. А., Зоненшайн Л. П. Структурная эволюция восточной части Альпийского пояса Евразии (современная кинематика)	92
Мейснер Л. Б., Туголесов Д. А. Верхнекайнозойские прогибы дна северо-восточной части Черного моря	109

Рецензии

Левин Л. Э. Рецензия на книгу Е. В. Артюшкова «Геодинамика» (ответственный редактор академик В. А. Магницкий)	120
Шлезингер А. Е. Карта нефтегазоносности и угленосности Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана	123
Годовой указатель журнала «Геотектоника» за 1981 г.	126

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

NOVEMBER — DECEMBER

MOSCOW

№ 6, 1981

CONTENTS

Savelieva G. N. Owen fault	3
Solovieva I. A. On cross-faults of the Mid-Oceanic ridges	15
Murawski G. Problem of Middle European variscides	32
Dembovsky B. Ya. Inner structure of the Lemvinsky allochthone (Western slope of the Polar Urals)	48
Kazantsev Yu. V. Specific features of structure of Karatau in the South Urals	54
Mikhailov A. E. Fault structures of the Central Kazakhstan folded basement	62
Nagibina M. S., Antipin V. S., Gatinsky Yu. G., Grinberg G. A., Gusev G. S., Kovalenko V. I., Koval' P. V., Komarov Yu. V., Kuz'min M. I., Mishina A. V. Correlation of Mesozoic tectonic movements and magmatism in East Asia	77
Sborshchikov I. M., Savostin L. A., Zonenshain L. P. Structural evolution of the eastern part of the Alpine belt of Eurasia (presentday kinematics)	92
Meisner L. B., Tugolesov D. A. Upper Cenozoic troughs of the bottom of the Black Sea north-eastern part	109

Reviews

Levin L. E. Review of the book by E. V. Artyushkov «Geodynamics» (responsible editor Academician V. A. Magnitsky)	120
Shlezinger A. E. Map of gas- and oil content of the Pacific mobile belt and the Pacific Ocean	123
Yearly index of the journal «Geotectonics» for 1981	126

УДК 551.242.2(267)

САВЕЛЬЕВА Г. Н.

РАЗЛОМ ОУЭН

Основные этапы развития разлома Оуэн в северо-западной части Индийского океана коррелируются с геологическими событиями на Азиатском континенте в районе офиолитового пояса Бела — Квета. Вся система разломов в океане и ее продолжение на континенте вдоль шовной структуры, ограничивающей Индийскую платформу с запада, активна в настоящее время. Различия в характере доэоценового магматизма к востоку и западу от разлома позволяют предполагать разное строение этих участков коры на ранних этапах его развития.

Значительная часть информации о составе и тектоническом строении океанической коры получена при изучении разломов в океанах. Разломы, выделенные Дж. Уилсоном в 1965 г. [7] как трансформные, являются одним из главных элементов структуры океанов, позволяющих охарактеризовать тектоническое развитие океанического дна. Особый интерес представляют разломы, для которых намечается связь с прилегающими континентальными окраинами, поскольку в этих случаях появляется возможность оценить взаимодействие океанических и континентальных структур. К такому типу разломов относится разлом Оуэн в Индийском океане [21, 23]. По геологическому строению северо-западной части Индийского океана, Аденского залива, а также Макранского побережья и горной системы Киртхар — Сулейман в Пакистане, куда подходит разлом Оуэн, существует обширный материал [2, 6, 7, 9—11, 15—31]. Эти данные позволяют проследить историю развития разлома и его возможную связь со структурами на Азиатском континенте, что и является целью статьи.

Разлом Оуэн протягивается параллельно восточному побережью Сомалийского и Аравийского полуострова на расстоянии около 3000 км восточного края Макранского побережья и в направлении северо-западной оконечности о. Мадагаскар (рис. 1). К разлому Оуэн с юго-востока подходит срединно-океанический хребет Карлсберг (северо-западный сегмент Аравийско-Индийского хребта); в 300 км севернее их сочленения от разлома на северо-запад протягивается срединно-океанический хребет Шеба, входящий непосредственно в Аденский залив. Система разлома Оуэн, описанная Д. Х. Мэттьюзом [23], прослеживается от хребта Карлсберг в южном направлении вдоль восточного края Сомалийской котловины под названием хребта Чейн [12], в северо-восточном направлении от 22° с. ш. она маркируется хребтом Меррей [8]. Дж. Уилсон [7] рассматривал разлом Оуэн как пример трансформного разлома типа хребет — выпуклая дуга, который переходит на континенте западнее г. Карачи в зону разлома Орнач-Нал и, возможно, сочленяется с западным окончанием Гиндукуша.

Тектоническая эволюция дна акватории, включающей зону разлома Оуэн, Аравийское море и Аденский залив, анализирована в работах А. Лоутона [21], Д. Маккензи и Склэтера [23], Р. Витмарша [31]; материалы освещающие ее геологическое строение, приведены в отчетах DSDP по XXIII и XXIV рейсами судна «Гломар Челленджер» [18, 19].

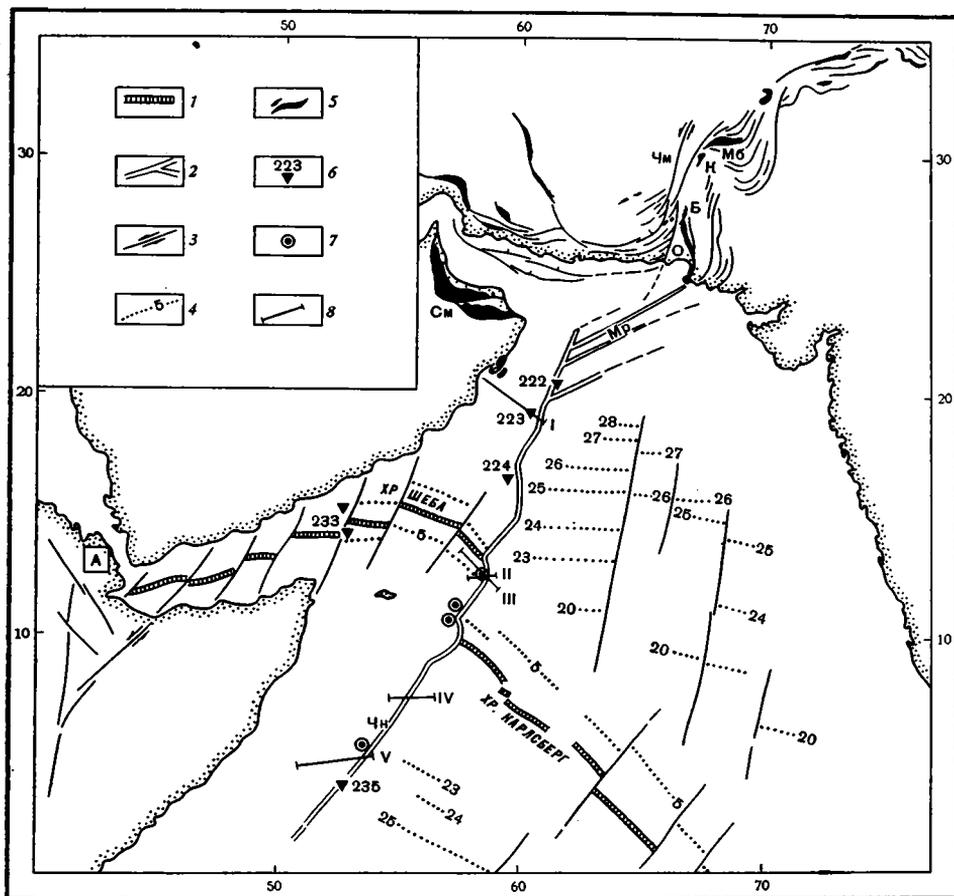


Рис. 1. Система разлома Оуэн

1 — срединно-океанический хребет; 2 — система разлома Оуэн (Mr — хр. Меррей, Чн — хр. Чейн); 3 — разломы и направление смещений по ним (Чм — Чаманский разлом, О — разлом Орнач-Нал, по данным Р. Лоуренса и др., [22]); 4 — магнитные аномалии и их номера (по данным А. М. Карасика и др., [4]); 5 — офиолитовые аллохтоны (Б — Бела, К — Квета, Мб — Муслимбах, См — Семайл); 6 — скважины DSDP; 7 — пункты драгировок; 8 — линии профилей, см. рис. 2; А — Ассаб — район распространения включений лерцолитов в щелочных базальтах, см. рис. 3

Последние результаты драгирования в зоне Оуэн отражены в статьях Э. Бонатти и П. Хэмлина [10, 16] и работах по 19-му рейсу НИС «Академик Вернадский» [1, 3, 6], в котором автор принимала участие.

МОРФОЛОГИЯ

Морфологически разлом выражен асимметричной системой хребтов; осевая зона представлена эшелонированной цепью желобообразных впадин-рвов, вдоль западного борта которых протягиваются хребты. По простиранию скалистые гребни хребтов сменяются грядами холмов с крутыми юго-восточными и пологими северо-западными склонами (рис. 2, А, Б). Участки резко расчлененного рельефа со скальными склонами, лишенными осадков, изобилующие кулисообразными отрогами, располагаются к юго-западу от хребта Шеба, а также на северном окончании хребта Меррей и южном — хребта Чейн. Хребет поднят над абиссальной океанической равниной на 1600—2000 м, его восточные склоны, обращенные к желобу, как правило, круче западных. Асимметрия в строении разлома сохраняется почти на всем протяжении; наиболее от-

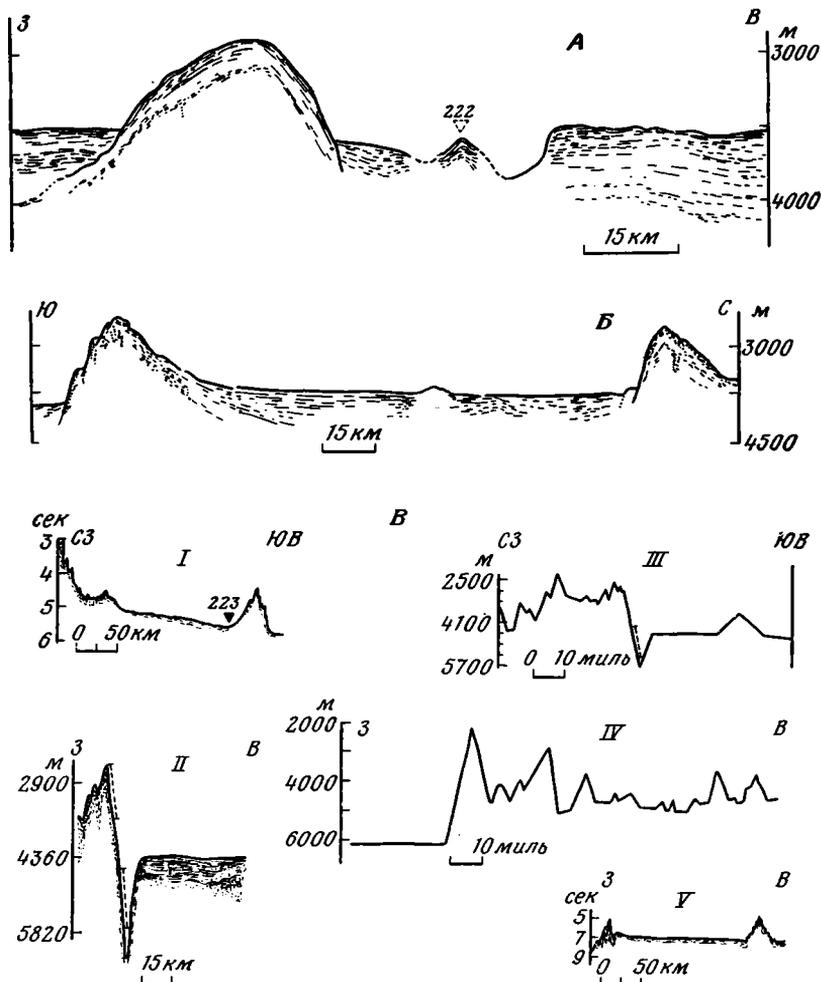


Рис. 2. Профили рельефа дна в зоне разлома Оуэн

А — профиль НСП к югу от скважины 222, Б — профиль НСП вдоль западного крыла разлома Оуэн от скважины 223 к скважине 224 (данные отчета DSDP по XXIII рейсу судна Гломар Челленджер [18], В — профили через разлом Оуэн, положение профилей I—V см. на рис. 1. Профили приведены по следующим работам: I — отчет DSDP, в. XXIII, [18], II — Бонатти, Хэмлин, [11], III, IV — Каляев, Сырский и др. [3], V — Бунке и др. [12]. На профилях II и III пунктиром показаны интервалы драгирования

четливо она выражена во впадине Уитли, глубиной 5803 м, где ширина рва у дна местами составляет всего 2—4 км. Западный борт впадины поднят над ее дном на 3000 м, крутизна склонов достигает 30°; восточный, более пологий — поднят над дном рва на 1200—1500 м и отделен от абиссальной равнины пологим валом высотой 600—800 м (см. рис. 2, профили II—III). В районе хребта Чейн — пересечение на 7°25' с. ш. — система разлома выражена тремя параллельными грядами и депрессиями между ними. Западная гряда — собственно хребет Чейн — резко возвышается над дном Сомалийской котловины почти на 4 км (см. рис. 2, профиль IV).

Ориентировка разлома меняется: он представляет собой систему отрезков северо-восточного и субмеридионального простирания. Севернее 22° с. ш. разлом резко поворачивает к северо-востоку и расщепляется: одна его ветвь, центральная, с простиранием 55° маркируется узким глубоким рвом между грядами и по простиранию переходит на континент

в районе г. Карачи. Здесь она сменяется, по данным А. Ганссера [16], полосой серпентинитового меланжа позднепалеоценового возраста. Западная ветвь разлома подходит к сдвигу Орнач-Нал, восточная прослеживается к устью р. Инд. При переходе на побережье северо-восточное простирание разлома сменяется субмеридиональным (см. рис. 1).

СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ

Резкая расчлененность рельефа в зоне разлома, существование узких рвов в сочетании со скальными гребнями, очевидно, указывает на его тектоническую активность в четвертичное время. Это находит подтверждение и в большом количестве эпицентров зарегистрированных землетрясений. Они располагаются вдоль разлома между хребтами Карлсберг и Шеба, а также севернее последнего, концентрируясь вдоль хребта Меррей и на континентальном шельфе. Цепочки очагов землетрясений протягиваются на континент в зону разлома Орнач-Нал и Чаманского сдвига и группируются вдоль Макранского побережья [28]. И в океане, и на континенте очаги землетрясений приурочены преимущественно к интервалу глубин 20—70 км, причем на шельфе эпицентры располагаются на меньших глубинах (до 20 км), а по удалении от побережья вглубь континента на 400 км глубины залегания эпицентров увеличиваются до 50—70 км [20]. Отмечены также очаги на глубине до 300 км: на юго-восточном фланге хребта Шебы и к западу от Чаманского сдвига.

Механизм ряда землетрясений на континенте интерпретируется в работе Р. Квайтмайера с соавторами [28] как левосторонний сдвиг, осуществляющийся в системе субширотного сжатия с субгоризонтальным положением главных осей эллипсоида деформации. В океане, к западу от разлома Оуэн (21° с. ш.) Л. Сайксом [29] расшифрован механизм только одного землетрясения — с правосторонним сдвигом. В современных движениях по разлому помимо горизонтальных сдвиговых смещений четко выражены вертикальные поднятия его западного крыла. Основываясь на сейсмической активности участков разлома, значительно удаленных от оси срединного хребта, можно полагать, что его развитие происходит сложнее, чем это предусматривается для типичного трансформного разлома, удаляющиеся участки которого становятся тектонически пассивными [7].

СТРАТИГРАФИЯ

Геологическое строение разлома Оуэн наиболее полно изучено в западном поднятом крыле — здесь, на дне океана, обнажены ультраосновные породы, габбро, диабазы, пиллоу-лавы и зеленые сланцы. Бурением на западном крыле разлома под 740-метровой толщей осадков позднего палеоцена — плейстоцена вскрыты трахибазальты (скв. 223, см. рис. 1) и лампрофиры (скв. 224) — под 790-метровой толщей осадков эоцена — плейстоцена. В восточном крыле разлома базальты (скв. 235) перекрыты 680-метровой толщей осадков позднемелового — плейстоценового возраста.

Осадки позднемелового возраста представлены красно-коричневыми монтмориллонитовыми глинами, вскрытыми скв. 235 [19] в южной части разлома на его восточном крыле. Глубоководные глины отлагались также в палеоцене — раннем эоцене и к западу от разлома Оуэн, севернее хр. Шеба (скважины 223, 224), где их мощность достигает 80 м [18].

В среднем эоцене, на границе позднего — среднего эоцена и позднего эоцена — раннего олигоцена фиксируются перерывы в осадконакоплении. В отложениях эоценового возраста преобладают цеолитовые, илистые глины, глинистые пески и глинистый мел. Мощность их по скважинам 223 и 224 составляет соответственно 95 и 70 м. В олигоцене в глинистых осадках нарастает количество обломочного материала, появляет-

ся слюдястый мел и оолитовые глины. Мощность их по тем же скважинам составляет 55 и 400 м.

В миоцене возрастает скорость осадконакопления и отлагаются полосчатые глины, часто с оползневыми структурами, брекчии, диатомиты, оолитовые известняки и мел. В основании среднего миоцена происходит перерыв в осадконакоплении. Мощность отложений 295 м и 220 м по скважинам 223 и 224; в скв. 222, расположенной к востоку от разлома, мощность только верхнего миоцена достигает 600 м (илистые глины и карбонатные илы конуса выноса Инда). После миоцена скорость осадконакопления падает, и в плиоцене, плейстоцене на западном крыле разлома отлагались глинистые илы, нанно-илы, диатомиты и глинистый мел, на восточном — детритусовые глины, нанно-илы.

Анализ разрезов скважин показывает, что после первых тектонических перерывов в среднем эоцене меняется режим осадконакопления: материал становится более грубым, появляются карбонатные фации; со среднего эоцена отлагается мел. Резкое вздымание океанической коры к западу от Оуэна началось в миоцене.

МАГМАТИЗМ

Эффузивные породы вскрыты бурением и драгированы на участке разлома между хребтами Карлсберг и Шеба. Базальты позднемелового возраста подняты в восточном крыле разлома Оуэн, примерно в 1300 км к югу от срединного хребта в скв. 235 [17]. Это оливин-плагноклазовые порфириты, в химическом отношении отвечающие слабодифференцированным базальтам с низкими содержаниями титана и калия (пониженными в сравнении с типичными срединно-океаническими толеитами, по данным Л. В. Дмитриева [15]). На западном крыле разлома, в 600 км к северу от хр. Шеба в скв. 223 вскрыты допозднепалеоценовые гиадокластиты и трахибазальты с фенокристаллами калиевого полевого шпата, а в скв. 224 (в 300 км севернее хр. Шеба) — доэоценовые лампрофиры — мончикиты, с высокими содержаниями титана и калия: 2,4 и 1,2% соответственно [18]. Также в западном крыле разлома, но уже ближе к рифтовой долине хр. Шеба (в 130 км южнее ее) и на пересечении разлома Оуэн с хр. Карлсберг драгированы оливиновые, плагноклаз-оливиновые базальты, долериты и метабазиты [1, 6]. По химизму большинство этих пород относится к нормальным океаническим толеитам, типичным для срединно-океанических хребтов [6].

Таким образом, в позднемеловое — палеоценовое время разлом Оуэн разделял области коры с различным характером магматизма: к востоку от него изливались нормальные толеитовые базальты (позднемелового возраста), к западу — щелочные базальтоиды (допозднепалеоценовые). В неогене, после открытия Аденского залива, щелочной магматизм на западном крыле Оуэна сменился излияниями нормальных толеитовых базальтов.

Габбро драгировано в южной части разлома, на хр. Чейн (см. рис. 1). Его абсолютный возраст, по данным Э. Бунке с соавторами [12], определенный К—Аг-методом по монофракции пироксена, составляет 89,6 млн. лет. Обломки ферро-габбро описаны П. Хэмлингом и Э. Бонатти [17] в драгировках верхней части западного склона над впадиной Уитли (см. рис. 1, 2, В).

Ультраосновные породы представлены лерцолитами и редкими обломками дунитов, вебстеритов [1, 6, 11, 17]. Все эти породы были драгированы в западном борту разлома Оуэн, на крутом склоне, возвышающемся на 3 км над впадиной Уитли. Поскольку и в основании склона, на глубине 5700 м, и в его верхней части, в интервалах глубин 5700—4300, 5550—4550, 3550—2910 и 2910—2640 м различными исследователями подняты преимущественно лерцолиты, можно полагать, что весь гигантский блок, протягивающийся на 40 км к югу от хр. Шеба, сложен

Таблица 1

Химические составы лерцолитов (12°35' с. ш., 58°14' в. д.)

Окисел	2197-1	2197-3	2197-7
SiO ₂	41,10	40,82	38,38
TiO ₂	0,035	0,030	0,015
Al ₂ O ₃	2,00	1,74	0,86
Cr ₂ O ₃	0,35	0,29	0,15
Fe ₂ O ₃	4,22	3,88	3,68
FeO	4,17	4,61	4,38
MnO	0,11	0,11	0,13
MgO	34,24	36,17	39,83
CaO	2,74	1,26	2,60
Na ₂ O	0,18	0,20	0,12
K ₂ O	0,06	0,10	0,06
NiO	0,65	0,55	0,57
CoO	0,09	0,08	0,06
V ₂ O ₅	0,02	0,05	0,03
Pb ₂ O ₅	0,03	0,04	0,03
CO ₂	1,58	0,83	2,24
H ₂ O ⁻	0,90	1,50	0,84
H ₂ O ⁺	7,82	7,69	6,57
Сумма	100,29	99,75	100,55
F *	11,5	11,1	9,8

* F = (2Fe₂O₃ + FeO) × 100 / 2Fe₂O₃ + FeO + MgO (мол. кол.).

ультрабазитами. Петрография и химизм лерцолитов описаны ранее [6, 11, 17]. В табл. 1 и 2 приводятся новые анализы пород и минералов, характеризующие наиболее типичные парагенезисы. Очевидно, следует остановиться на тех особенностях петрологии и структуры пород, которые отражают динамику преобразований мантийного вещества при его подъеме в океаническую кору.

В лерцолитах четко устанавливаются два типа нарушений равновесия первичной минеральной ассоциации с образованием новых безводных парагенезисов. К первому типу относится реакция распада высокоглиноземистого, высокохромистого энстатита с образованием дендритового хромшпинелида и мелкозернистого низкоглиноземистого, низкохромистого энстатита. Иногда здесь же образуются тонкие зерна диопсида — за счет выноса кальция из ядер энстатитов с ламеллями диопсида. Температура этой реакции по хром-алюминиевому термометру оценивается в пределах 1000—1100°С. Мелкозернистый агрегат энстатит + хромшпинелид + диопсид приурочен к краям крупного энстатита и границам полос излома в энстатите, что свидетельствует о протекании реакции распада и рекристаллизации в условиях твердопластического течения породы. На ранних этапах высокотемпературной деформации пластическое течение осуществлялось путем внутрикристаллического скольжения. Это доказывается существованием четкой преимущественной ориентировки кристаллографических осей оливина и энстатита, обусловленной трансляционным скольжением в следующих системах: для оливина — (001) [100], для энстатита — (100) [001].

Второй этап нарушения первичного равновесия, отмеченный П. Хэмлинным и Э. Бонатти [17], описывается реакцией: энстатит + диопсид + высокоглиноземистый хромшпинелид → оливин + анортит + относительно более высокохромистый, железистый хромшпинелид. Появление ассоциации оливин + анортит позволяет оценить давление, при котором осуществляется этот переход, — 7—9 кбар (на глубинах не более 22—28 км). Судя по редкости оливин-анортитового парагенезиса даже в

Химические составы минералов из лерцолитов разлома Оуэн

Окисел	Обр. 2197-3				Обр. 2197-5						
	Ол	Эн	Ди	Хр	Ол ₁	Ол ₂	Эн ₁	Эн ₂	Ди ₁	Ди ₂	Хр ₂
SiO ₂	40,26	54,14	50,98	0,0	40,89	41,23	54,60	54,59	50,88	50,77	0,0
TiO ₂	0,02	0,10	0,24	0,12	0,0	0,0	0,03	0,06	0,12	0,11	0,08
Al ₂ O ₃	0,0	4,40	4,78	44,37	0,0	0,0	4,14	4,08	5,46	5,09	39,91
Cr ₂ O ₃	0,04	0,94	1,09	24,76	0,05	0,07	1,05	0,83	1,74	1,44	28,32
FeO*	8,63	5,57	2,80	13,40	8,77	8,34	5,91	5,82	3,07	3,59	16,94
MnO	0,15	0,11	0,09	0,16	0,08	0,09	0,10	0,12	0,07	0,06	0,19
MgO	48,98	32,07	16,69	18,24	48,67	48,86	30,90	31,46	15,60	15,91	16,55
CaO	0,07	1,27	21,83	0,0	0,07	0,06	1,35	1,89	21,11	21,45	0,0
Na ₂ O	0,00	0,02	0,49	0,0	0,00	0,00	0,08	0,06	0,59	0,61	0,0
K ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,0	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,0
NiO	0,33	0,12	0,11	0,20	0,39	0,38	0,12	0,08	0,10	0,00	0,20
Сумма	98,51	98,77	99,13	101,22	98,94	99,06	98,31	99,01	98,76	99,06	102,19
f	9,0	11,6	10,08	26,4	9,2	8,7	9,7	9,4	10,0	11,3	30,0
Еп	—	86,05	48,54	—	—	—	87,80	87,19	47,98	47,71	—
Wo	—	2,62	45,80	—	—	—	2,77	3,77	46,70	46,23	—
Fs	—	11,33	5,86	—	—	—	9,43	9,04	5,32	6,06	—

Примечание. Анализы выполнены в Геологическом институте АН СССР на м. а. «Камебакс», аналитик Г. В. Карпова. FeO* — суммарное железо, f — железистость минералов: $100 \text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ (атом. колич.). Ол₁ + Эн₁ + Ди₁ — минералы из участка крупнозернистой структуры, Ди₂ — кайма диопсида вокруг ксеноморфного хромшпиннелида Хр₂ в ассоциации с оливином Ол₂ и энстатитом Эн₂.

верхних частях разреза можно предполагать, что на глубине 22—28 км температура основной массы лерцолитов была уже не выше 1000—1100°, и в верхние горизонты коры они поднимались в твердопластическом состоянии. Возможно также, что частичное плавление лерцолитов происходило только в апикальной части поднимающегося диапирового

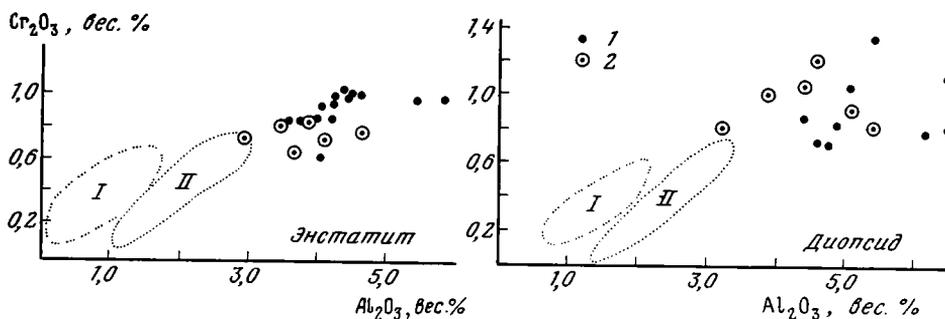


Рис. 3. Диаграммы корреляции количества Al_2O_3 — Cr_2O_3 в пироксенах из лерцолитов разлома Оуэн (I) и лерцолитовых включений в щелочных базальтах провинции Ассаб, Эфиопия по данным Оттонелло и др. [27] (2); I — поле составов пироксенов из гарцбургитов Марианского желоба, II — поле составов пироксенов из гарцбургитов Полярного Урала

вала, в интервале глубин, фиксирующих смену шпинелевых фаций плагиоклазовыми. В целом же степень их истощения базальтоидными компонентами невысока в сравнении с той, что испытали гарцбургиты. Марианского желоба или гарцбургиты офиолитовых покровов Омана. Все первичные пироксены лерцолитов обогащены хромом, алюминием, титаном; в крупных диопсидах отмечается повышенное содержание калия.

Близкий состав имеют минералы лерцолитов из включений в щелочных базальтах Эфиопской системы рифтов, в частности района Ассаб (рис. 3), описанные Г. Оттонелло с соавторами [26, 27]. Лерцолиты включений рассматриваются как слабо истощенный мантийный мате-

риал [26], и, следовательно, лерцолиты Оуэна близки по составу мантийному веществу под Африканским континентом.

Таким образом, главный минеральный парагенез лерцолитов Оуэна был окончательно сформирован до их подъема на глубину 20 км. По мере дальнейшего продвижения лерцолитов вверх и остывания в пластической деформации усиливалась роль межзернового течения и возрастала роль хрупких деформаций.

В какое время начинался подъем мантийного вещества, обнаженного ныне в западном крыле разлома Оуэн? Логично предположить, что начало подъема океанического дна к западу от Оуэна в среднем эоцене, раскрытие хр. Шеба и последующее раскрытие Аденского залива 22,5 млн. лет назад прямо связаны с этим процессом. Рассмотренная петрология лерцолитов позволяет сделать вывод о том, что к началу резкого восходящего движения уровень стояния мантийного вещества был достаточно высоким — верхняя граница располагалась на глубине около 22 км.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МАКРАНСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ И ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА БЕЛА-КВЕТА

Ниже рассматриваются геологические события в зоне структурного продолжения разлома Оуэн на Азиатском континенте, которые могут коррелироваться с геологической историей района северо-западной части Индийского океана. Как уже отмечалось выше, две ветви разлома Оуэн подходят к Пакистанскому побережью в районе сочленения структур Макранского побережья и горной системы Киртхар — Сулейман (осевого пояса). Геологическое строение и отдельные этапы развития района, начиная с позднего мезозоя, рассмотрены в работах А. Ганссера [16], З. Ахмеда, Х. Аббаса [8], Ф. Аллемана [9], Р. Квайтмайера, А. Фараба, К. Джекоба [28] и др.

Система разломов Чаманский и Орнач-Нал разделяет субширотно ориентированные структуры Макранского побережья и субмеридиональные структуры осевого пояса, центральное место среди которых занимают офиолитовый пояс Бела [12].

В строении Макранского побережья участвуют главным образом третичные отложения. Вдоль южного края Лутского и Афганского блоков в олигоцен-миоценовое время накапливались флишевые толщи, слагающая клин мощностью 6500 м. Нарращивание флишевого разреза в южном направлении толщами алевролитов, песчаников, глинистых сланцев с прослоями известняков продолжалось в миоценовое (мощность до 2400 м) и миоцен-плиоценовое время (мощность до 5000 м). К границе миоцена и плиоцена приурочена главная фаза складчатости, сопровождавшаяся подъемом Макранского побережья; в плиоцен-плейстоценовое время в межгорных депрессиях и на побережье формировалась моласса. Все осадки здесь смяты в складки с южной и юго-восточной vergentностью.

Глубинное сейсмозондирование показывает, что осадки перекрывают слой коры со скоростями 4,2—5,69 км/с, которые сопоставимы со скоростными характеристиками второго слоя океанической коры. Следовательно, можно предполагать, что, начиная с олигоцена, к югу от Лутского и Афганского блоков происходило последовательное погребение океанической коры терригенными осадками.

К востоку от Чаманского сдвига и разлома Орнач-Нал в разрезе осевого пояса выступают юрские, меловые отложения и офиолиты поясов Бела, Квета и Муслимбаха, частично перекрытые третичными осадками.

Вдоль западной и северо-западной периферии Индостанского докембрийского блока обнажаются юрско-меловые осадки, представлен-

ные шельфовыми известняками с пропластками глин. К западу от области развития шельфовых фаций в поясе Бела и к северу в поясе Квета развиты нижнемеловые отложения, представленные конглобрекциями, вулканитами основного состава, туфами, конгломератами и турбидитами. Их перекрывают сеноман-туронские радиоляриты и кремнистые сланцы, сменяющиеся сеноман-маастрихтскими микритовыми известняками, накопление которых продолжалось и в палеоцене. В самых западных и северо-западных разрезах, наиболее удаленных от континентального края, в сеномане-маастрихте накапливались кремнистые сланцы, туфы, диабазы, радиоляриты [8, 9, 14].

Глубоководные океанические осадки с вулканитами слагают аллохтонные пластины, залегающие на шельфовых известняках или, как в некоторых местах в поясе Бела — на агломератах базальтового и андезитово-базальтового состава (свита Порали) [14]. На эти породы в поясе Бела надвинуты чешуи серпентинитов, в подошве которых развиты мощные зоны меланжа.

В районе Кветы и Муслимбаха нижняя часть разреза представлена наиболее полно — здесь обнажены гарцбургиты, кумулятивная ортопироксенит-дунитовая серия, двупироксеновое габбро и дайковая серия. Пластина офиолитов надвинута на маастрихтские известняки в южном направлении; ее подошва маркируется зоной меланжа с обломками маастрихтских известняков, долеритов, метаморфизованных в гранат-амфиболитовой фации [14]. Офиолитовые разрезы перекрываются с разрывом миоценовым флишем — конгломератами, мергелями, турбидитами. В Муслимбахе выветрелые, силифицированные ультраосновные породы перекрыты среднеэоценовыми глубоководными глинистыми сланцами, которые сменяются верхнеэоценовыми — олигоценовыми рифовыми известняками. Плиоцен (возможно, часть верхнего миоцена) и плейстоцен представлены красноцветными молассовыми отложениями.

Перемещение офиолитовых аллохтонов в сторону континентального склона (с запада на восток в районе Белы и с севера на юг в Квете, Муслимбахе) происходило до эоценовой трансгрессии: в позднем палеоцене — начале раннего эоцена [9, 14]. В позднем миоценовом — раннеплиоценовом время все офиолитовые разрезы и перекрывающий их флиш были смяты в крутые складки, в поясе Бела с восточной vergentностью, в районе Кветы — с южной.

Таким образом, к западу и северо-западу от современного офиолитового пояса Бела — Квета — Муслимбаха в верхнемеловое время располагалась океаническая структура, принадлежащая бассейну Тетис с активным базальтоидным магматизмом. В состав ее коры входили также ультрабазиты, габбро, диабазы и глубоководные осадки. Сочленение этой структуры с континентальным шельфом (надвигание океанической коры) происходило по зоне, входящей по простиранию в Индийский океан на разлом Оуэн. Дальнейшая (неогеновая) эволюция зоны сочленения выражалась в формировании системы сдвигов и сбросо-сдвигов, последовательно мигрировавших к востоку и югу, в сторону океана [20]: Чаманский сдвиг и оперяющий его субширотный надвиг Осман (миоцен), сдвиг Орнач-Нал и оперяющие его субширотные надвиги южного Макрана (плиоцен — плейстоцен) — т. е. развитие структур в третичное время шло со стороны Азиатского континента к Индийскому океану.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление геологии разлома Оуэн и зоны сочленения структур Макранского побережья с офиолитами Белы, Кветы позволяет провести корреляцию основных геологических событий в этих районах. Ассоциация пород, обнаженных в зоне разлома Оуэна (тектонические блоки лерцолитов, нависшие над пелагическими осадками, габброиды, диабазы, подушечные лавы), в общих чертах сопоставима с той офиолитовой

серией, которая накапливалась в верхнем мелу западнее современных разломов Чаманского и Орнач-Нал. После перемещения покровов к востоку они оказались на простирании восточного, опущенного крыла разлома Оуэн (см. рис. 1). Следовательно, по крайней мере с верхнего мела вся система разломов с ее северным сегментом на территории Пакистана являлась границей, разделяющей области с различным строением коры, и вдоль этой границы на поверхность выводились породы второго и третьего слоев океанической коры.

Главные этапы развития системы разлома представляются следующим образом.

1. В верхнемеловое — палеоценовое (до среднего эоцена?) время Индоокеанский сегмент разлома, расположенный южнее 22° с. ш., ограничивал область спрединга хр. Карлсберг (согласно Р. Витмаршу [31], Маккензи, Склэтору [25], пик спрединга хр. Карлсберг со скоростью 6,5 см/год охватывал интервал 58—46 млн. лет). К востоку от зоны разлома изливались типичные толиты срединно-океанических хребтов, к западу — щелочные базальты с жилами лампрофиров, т. е. к западу от разлома, очевидно, располагалась область с корой континентального (?) типа (или утолщенным разрезом океанической коры). В сопредельных районах начало рассмотренных событий в маастрихское время совпадает с выведением офиолитовых покровов Семайл в Омане, Загроса в Иране и излияниями траппов Декана.

2. На границе палеоцена и эоцена (54—52 млн. лет) по северному сегменту разлома происходило закрытие океанической впадины Тетиса, скучивание континентальной окраины Индийской платформы, образование офиолитовых покровов и формирование гигантской полосы меланжа — «мега-меланжа», по А. Ганссеру [16]. Самые южные выходы меланжа на побережье западнее г. Карачи имеют непосредственное морфологическое продолжение на океаническом дне в виде одной из гряд и узкого рва в системе хр. Меррей, и нет оснований разрывать эту структуру: восточный офиолитовый шов Тетиса продолжается на хр. Меррей. Этому не противоречит структурный рисунок системы: северо-северо-западные простирания в поясе Бела сменяются к югу меридиональными простираниями с пологими западными падениями в полосе меланжа на побережье и далее — северо-восточным простиранием гряды Меррей, т. е. очерчивается линия надвига в восточном направлении. В согласии с этим находится также представление о том, что Персидский залив является незакрывшейся частью Тетиса [24].

3. Непосредственно вслед за перемещением офиолитовых покровов, после 50 млн. лет (20-я магнитная аномалия) в северо-западной части Индийского океана меняется ориентировка полосовых магнитных аномалий: аномалии с 28-й по 20-ю включительно ориентированы в широтном направлении, 5-я и осевая — в северо-западном, между 20-й и 5-й аномалии не фиксируются. Перестройка ориентировки магнитных аномалий позволяет предполагать, что за период с 50 до 10 млн. лет произошло изменение направления оси спрединга. Именно в это время, с эоцена по поздний миоцен, происходят тектонические перерывы в осадконакопления на фоне общего подъема западного крыла разлома Оуэн; на Макранском побережье формируется флиш, а в районе пояса Бела наступает трансгрессия, продолжающаяся до конца олигоцена. В это же время, со среднего эоцена начинается сводовое поднятие в южной Эфиопии, которое закончилось в миоцене (12—13 млн. лет) рифтогенезом [13].

4. Важным рубежом является раннемиоценовое время, в которое устанавливаются резкие дифференциальные поднятия океанического дна к западу от Оуэна и раскрывается Аденский залив. Тогда же на окраине Азиатского континента формировался Чаманский сдвиг и началась деформация офиолитовых покровов Загроса. В позднем миоце-

не ко времени формирования оси спрединга хр. Карлсберг на Макранском побережье произошла главная фаза складчатости и общее поднятие региона.

В зоне сочленения структур Макранского побережья и офиолитового пояса в это время развивалась система эшелонированных левосторонних сдвигов, мигрировавших к востоку и на юг. Молодые сдвиги трансформировали и смещали надвиговые структуры сочленения как на континенте, так и в океане. Доказательством тому помимо картировочных признаков служат многочисленные протрузии серпентинитов вдоль Чаманского сдвига [22].

Таким образом, шовная структура, ограничивающая с запада Индийский кратон (зона «мега-меланжа»), ее продолжение в подводных хребтах Меррей и Оуэн объединяются в единую систему разломов с длительным сопряженным развитием, и активную на современном этапе. Северный сегмент этой системы прошел более полный путь развития, с этапом сгущивания и формированием коры переходного типа. Индоокеанский сегмент разлома (Оуэн), разделявший в позднемеловое — раннеэоценовое (?) время области с различным строением коры и разными типами магматизма, на современном этапе развития разделяет разновозрастные участки срединно-океанического хребта. Разрез коры к западу и востоку от разлома на отдельных участках имеет близкие сейсмические характеристики: к западу от впадины Уитли верхняя граница слоя со скоростями продольных волн 7,2—7,49 км/с прослеживается на глубине 7 км, к востоку от разлома верхняя граница со скоростями 7,8—8,49 км/с залегает на глубине 10 км. Вместе с тем на территории между Сомалийским побережьем и разломом Оуэн существуют фрагменты коры с сейсмическими характеристиками гранитного слоя [2], и, следовательно, различие в строении коры здесь еще не полностью сглажено. Возраст периферических участков системы разлома (северный и южный) представляется наиболее древним: северный (Пакистанский) сегмент системы активно развивался уже в позднемеловое время, возраст габбро хр. Чейн (89,6 млн. лет) свидетельствует об активности южного сегмента также в позднем мелу; центральная часть разлома формировалась в эоцен-миоценовое время. Рассмотренный материал позволяет предполагать, что так же, как и в северном (континентальном) секторе, система более древних, отмерших разломов (сдвигов), по-видимому, располагается западнее современного разлома Оуэн и, следовательно, он представляет наиболее позднюю генерацию длительно существовавшей зоны, мигрировавшей с запада на восток. Подобная многоэтапность и длительность истории развития некоторых крупных разломов показана Ю. М. Пушаровским с соавторами [5] для акватории Тихого океана.

Многочисленное возобновление движений на разных участках по всему протяжению разлома, начиная с позднемелового времени, наряду с другими рассмотренными особенностями показывает, что Оуэн не является разломом, возникновение которого обязано спредингу океанического дна и, следовательно, не представляет собой трансформного разлома.

Автор приносит глубокую благодарность Ю. М. Пушаровскому, чьи советы и замечания способствовали написанию этой статьи, и А. А. Савельеву, с которым обсуждались основные положения работы.

Литература

1. Белевцев Р. Я., Говоров И. Н., Качанов Н. Н., Савельева Г. Н., Слипенко В. В., Цветков А. А., Щербakov И. Б. Основные и ультраосновные породы Аравийско-Индийского срединно-океанического хребта.— Препринт 79—18, Киев: ГИН АН УССР, 1979, с. 66.
2. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975, с. 150.
3. Каляев Г. И., Сырский В. Н., Насиров А. Я., Авдеев А. И. Основные черты рельефа

- и тектоники Аравийско-Индийского хребта.— Препринт 79—12, Киев: ГИН АН УССР, 1979, с. 51.
4. Карасик А. М., Десимон А. И., Позднякова Р. А., Сочеванова Н. А., Шрейдер А. А. Палеомагнитные аномалии Мирового океана.— В кн.: Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Киев: «Наукова думка», 1981.
 5. Пушаровский Ю. М., Козлов В. В., Мазарович А. О., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Системы разломов в Тихом океане.— Геотектоника, 1980, № 12, с. 3—12.
 6. Савельева Г. Н., Цветков А. А., Карпухин В. Е. Магматические породы разлома Оуэн (Индийский океан).— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 12, с. 445—448.
 7. Уилсон Дж. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 58—67.
 8. Ahmad Z., Abbas Ch. Muslim-Bagh ophiolites.— In: Geodynamics of Pakistan. Geol. survey of Pakistan. Quetta, 1979, p. 243—250.
 9. Allement F. Time of emplacement of the Zhob Valley Ophiolites and Bela Ophiolites.— In: Geodynamics of Pakistan, Geol. survey of Pakistan. Quetta, 1979, p. 215—242.
 10. Barker P. F. A reconnaissance survey of the Murray Ridge.— Phil. Trans. Roy. Soc. London A., 1966, v. 259, p. 187—197.
 11. Bonatti E., Hamlyn P. R. Mantle uplifted block in the Western Indian ocean.— Contribution, 1978, v. 201, p. 249—251.
 12. Bunce E. T., Langseth M. G., Chase R. L., Ewing M. Structure of Western Somali Basin.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72, p. 2547—2555.
 13. Davidson A., Rex D. C. Age of volcanism and rifting in southwestern Ephiopia.— Nature, 1980, v. 238, № 5748, p. 657—658.
 14. De Jong K. A., Subbani A. M. Note on the Bela-ophiolites with special reference to Kanar area.— In: Geodynamics of Pakistan. Geol. survey of Pakistan. Quetta, 1979, p. 263—270.
 15. Dmitriev L. V. Petrochemical study of the basement of the Mid-Indian Ridge.— Initial Reports of DSDP, 1974, v. XXIV, p. 767—779.
 16. Gansser A. Reconnaissance visit to the ophiolites in Baluchistan and the Himalaya.— In: Geodynamics of the Pakistan. Geol. survey of Pakistan. Quetta, 1979, p. 193—214.
 17. Hamlin P. R., Bonatti E. Petrology of mantle-derived ultramafics from the Owen fracture zone northwest Indian Ocean: implications for the nature of the upper mantle.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1980, v. 48, № 1, p. 65—79.
 18. Initial Reports of the DSDP, 1974, v. XXIII, p. 211—396.
 19. Initial Reports of the DSDP, 1974, v. XXIV, p. 17—34, 283—326.
 20. Jacob K. H., Quittmeyer R. C. The Makran region of Pakistan and Iran: trench-arc system with active plate subduction.— In: Geodynamics of the Pakistan. Geol. survey of Pakistan. Quetta, 1979, p. 305—318.
 21. Laughton A. S., Whitmarsh R. B., Jones M. T. The evolution of the Gulf of Aden.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1970, v. 267, p. 227—266.
 22. Lawrence R. D., Jeats R. S. Geological reconnaissance of the Chaman fault in Pakistan.— In: Geodynamics of Pakistan. Geol. survey of Pakistan. Quetta, 1979, p. 351—358.
 23. Mathews D. H. The Owen Fracture Zone and the northern end of the Carlsberg Ridge.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1966, v. 259, p. 172—186.
 24. Mc A. Powell. A speculative Tectonic history of Pakistan.— In: Geodynamis of Pakistan. Geol. survey of Pakistan. Quetta, 1979, p. 5—24.
 25. McKenzie D. R., Sclater I. G. The evolution of the Indian Ocean since the late Cretaceous.— Geophys. J. R. A. S., 1971, v. 25, p. 437—528.
 26. Ottonello G., Piccardo G. B., Jornon J. L., Trevisi M. Evolution of the upper mantle under Assab Region (Epiopia); suggestion from petrology and geochemistry of tectonic ultramafic xenolites and host basaltic lavas.— Geol. Rundschau, 1978, B. 67, h. 2, S. 547—575.
 27. Ottohelo G., Piccardo G. B., Mazzucotelli A., Gimmino F. Clinopyroxen — orthopyroxen major and rare earth elements partitioning in spinel peridotite xenoliths from Assab Region (Ephiopia).— Geochim. et cosmochim. acta, 1978, v. 42, № 12, p. 1817—1828.
 28. Quittmeyer R. C., Farab A., Jacob K. H. The seismicity of Pakistan and its relation to surface faults.— In: Geodynamics of Pakistan. Geol. survey of Pakistan, 1979, Quetta, p. 271—284.
 29. Sykes L. R. Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges.— J. Geophys. Res., 1967, v. 72, p. 2131—2153.
 30. White R. S. Deformation of the Makran continental margin.— In: Geodynamics of the Pakistan, Geol. survey of Pakistan, 1979, Quetta, p. 295—304.
 31. Whitmarsch R. B. Some aspects of plate tectonics in the Arabian sea.— Initial Reports of the DSDP, 1974, v. XXIII, p. 527—535.

УДК 551.242.23

СОЛОВЬЕВА И. А.

**О ПОПЕРЕЧНЫХ НАРУШЕНИЯХ
СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ**

Анализ морфологических особенностей поперечных нарушений срединно-океанических хребтов показывает, что по своей генеральной структуре практически все эти нарушения — многоступенчатые грабены, которые отличаются один от другого шириной, протяженностью, амплитудой относительного прогибания, характером и степенью сложности рельефа бортовых и центральных частей. По этим признакам сделана попытка классификации поперечных нарушений. Выделен особый тип нарушений — огромные по ширине (первые тысячи километров) зоны поперечных прогибаний, образование которых, видимо, обусловлено процессами, происходящими в верхней мантии на отдельных вытянутых участках. Остальные поперечные нарушения шириной от первых десятков до нескольких сотен километров представляют собой зоны растяжения, продольного относительно осевых частей хребтов.

По ориентировке поперечных нарушений установлено четыре преимущественных направления действия напряжений растяжения. Общее расширение Земли — наиболее вероятная причина происхождения системы поперечных нарушений срединно-океанических хребтов.

Сильная раздробленность глобальной системы срединно-океанических хребтов поперечными разломами общеизвестна. Самые крупные из этих разломов проявляются на картах любого масштаба, именно среди них был выделен в свое время особый класс трансформных разломов, многие поперечные зоны разломов изучались с разных точек зрения как геологами, так и геофизиками [3, 20, 29, 32, 37, 42, 43 и мн. др.]. По сути дела ни одно исследование, посвященное вопросам, связанным со срединно-океаническими хребтами, не обходится без анализа поперечных нарушений или, хотя бы, упоминания о них [8, 9, 12, 13, 16, 17 и др.]. В то же время целый ряд аспектов проблемы поперечной раздробленности срединно-океанических хребтов разработан пока недостаточно.

В настоящей статье сделана попытка классифицировать крупные поперечные нарушения по их морфологическим признакам, рассмотрена пространственная ориентировка этих нарушений и обобщены данные о тех особенностях их поверхностного и глубинного строения, которые могут пролить свет на динамическую природу поперечной раздробленности срединно-океанических хребтов.

Мы не будем касаться вопроса о том, какие из поперечных нарушений относятся к классу трансформных разломов, поскольку последние не имеют определенных морфологических признаков, равно как и особенностей глубинного строения, и выделяются на основании совершенно иных показателей [11, 41, 48 и др.].

Термин «поперечные нарушения» вместо более привычного «поперечные разломы» или «зоны разломов» употреблен в заглавии статьи не случайно: речь пойдет обо всех нарушениях продольного плана рельефа срединных хребтов, среди которых, как мы увидим, есть и такие, которые не подходят под общепринятое понятие разломных зон.

В качестве исходного фактического материала использованы последние издания карт Атлантического [1], Тихого [15], Индийского [6, 7] океанов, Геолого-геофизический атлас Индийского океана [4], Атлас океанов [2], а также детальные батиметрические карты, схемы, геофизические и геологические данные, опубликованные в томах глубоководно-

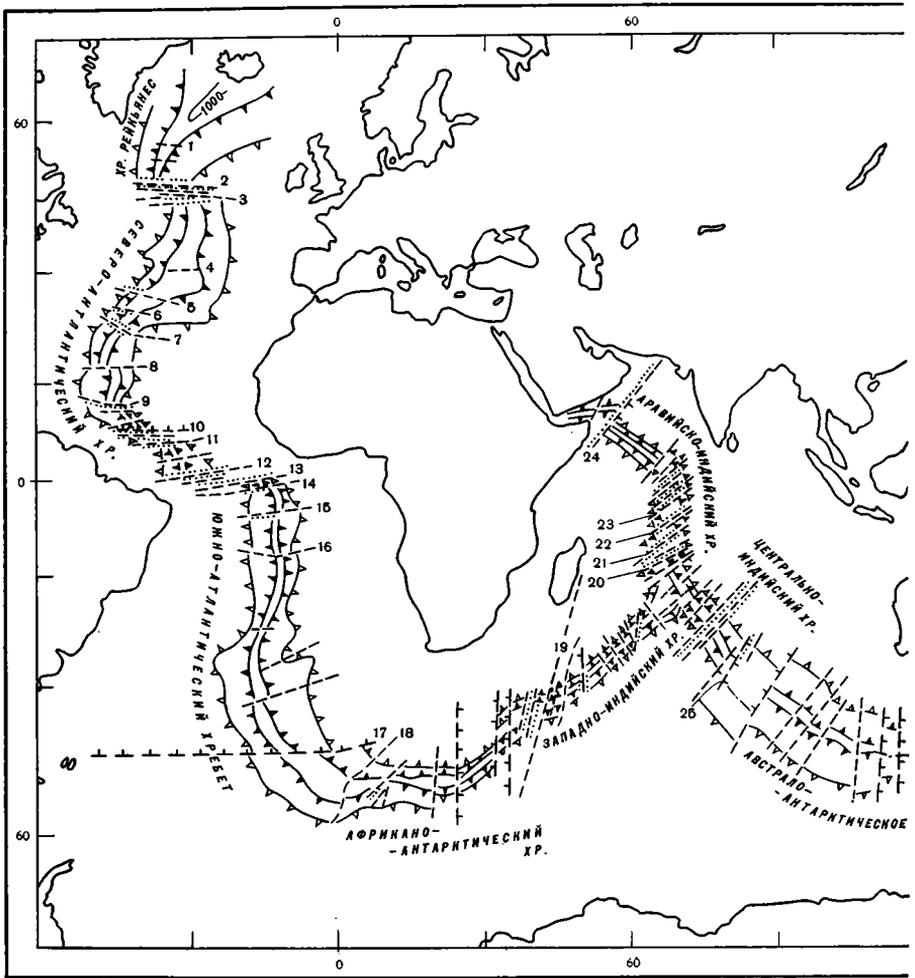


Рис. 1. Расположение и главные морфоструктурные особенности крупных поперечных нарушений срединно-океанических хребтов

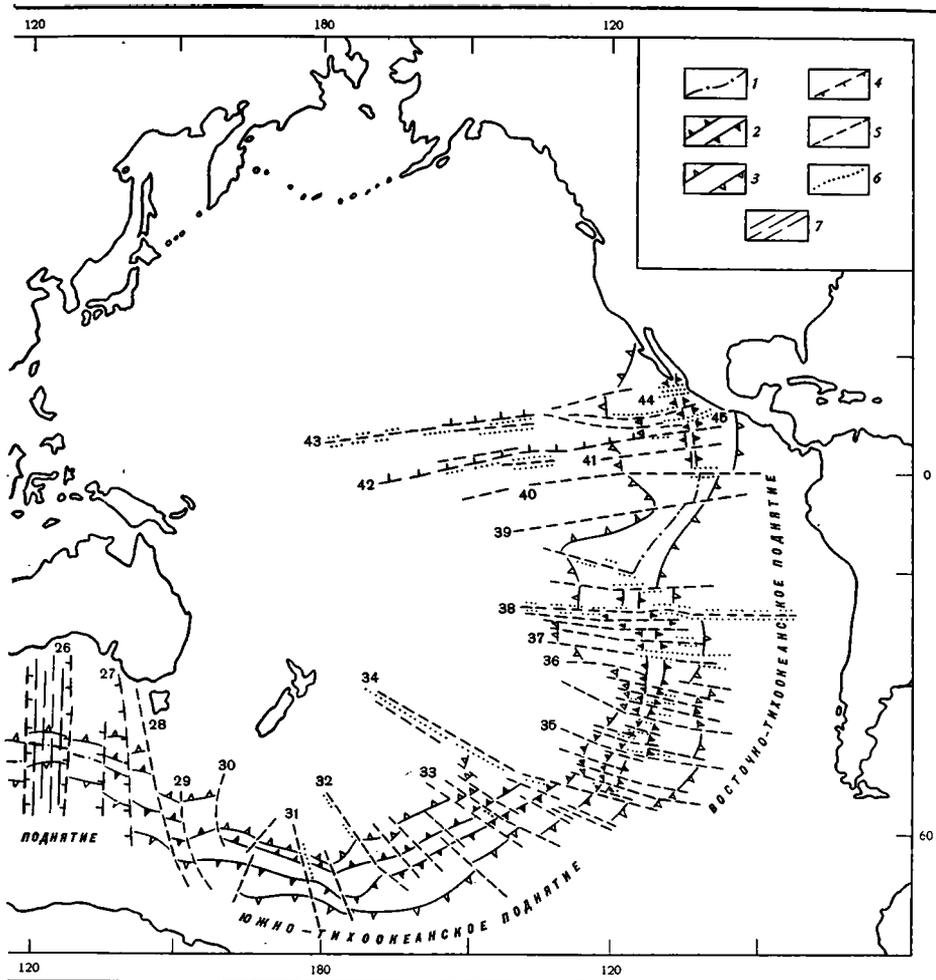
1 — оси хребтов на участках, где средние глубины больше 3000 м; 2 — центральные части хребтов по изобате 3000 м (хр. Рейкьянес — по изобате 2000 м); 3 — подножие хребтов по изобате 4000 м; 4—7 — поперечные нарушения; 4 — уступы, 5 — оси впадин, 6 — оси хребтов, 7 — зоны развития мелких поперечных структур. Цифрами обозначены разломы: 1 — Короля Артура, 2 — Рейкьянес, 3 — горы Фаради, 4 — Курчатова, 5 —

го бурения [36] и многочисленных статьях и монографиях, ссылки на которые приведены в тексте.

Названия крупных разломов и разломных зон соответствуют наименованиям, принятым на перечисленных выше картах.

ОСНОВНЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ТИПЫ КРУПНЫХ ПОПЕРЕЧНЫХ НАРУШЕНИЙ

Под термином «крупные» в настоящей статье понимаются те поперечные нарушения, которые проявляются на картах масштаба 1 : 10 000 000 и более мелких. Принятый на таких картах шаг изолиний (изобаты проводятся в лучшем случае через каждые 500 м) ставит нижний предел относительных амплитуд крупных структур рельефа и высоты ступеней уступов. Кроме того, указанная степень генерализации определяет минимальную ширину крупных поперечных структур — первые десятки километров. Более узкие формы подводного рельефа не находят своего выражения на мелкомасштабных картах и неизбежно выпа-



Пику, 6 — Ошенограф, 7 — Атлантис, 8 — Кейн, 9 — Зеленого мыса, 10 — Вима, 11 — Гвинейский, 12 — Сан-Паулу, 13 — Романш, 14 — Чейн, 15 — Вознесения, 16 — Св. Елены, 17 — Фольклендский, 18 — Буве, 19 — Принс Эдвард, 20 — Марии Целесты, 21 — Агро, 22 — Вима, 23 — Витязя, 24 — Оуэн, 25 — Амстердам, 26 — Южно-Австралийская зона, 27 — Кангару, 28 — Тасман, 29 — Баллени, 30 — Маккуори, 31 — Скотта, 32 — Эндевр, 33 — Удинцева, 34 — Элтанин, 35 — Менарда, 36 — акад. Курчатова, 37 — Челленджер, 38 — Пасхи, 39 — Маркизский, 40 — Галапагос, 41 — Сикейрос, 42 — Клиппертон, 43 — Кларион, 44 — Ривера, 45 — Оразка

дают из поля зрения, сколь бы протяженными и резко выраженными они ни были. Вследствии этого сложно построенные зоны поперечных нарушений выглядят на мелкомасштабных картах сравнительно просто, и мы имеем возможность сравнить самые общие особенности современной морфоструктуры этих зон.

Так, например, зона разлома Элтанин, детально описанная А. В. Живаго [5], представляет собой систему параллельных разломов, сложное чередование глубоких ущелей большой протяженности и островерхих подводных хребтов. Узкие гребни и впадины разного порядка — основные формы рельефа этой зоны разлома. При значительном же осреднении на картах вырисовывается единый пересекающий Восточно-Тихоокеанское поднятие прогиб, вдоль бортов которого на ряде участков протягиваются положительные линейные структуры.

В ходе работы серьезные затруднения вызвали отсутствие сводной карты океанов требуемого масштаба и необходимость в связи с этим

пользоваться картами отдельных океанов, составленными разными коллективами авторов, в разные годы, в разных масштабах и проекциях. Эти карты зачастую сильно отличаются как степенью детальности, так и теоретической трактовкой подводного рельефа. Обнаружились также порой очень существенные расхождения в интерпретации материалов морфологических исследований океанического дна при составлении мелкомасштабных карт, с одной стороны, и при детальном анализе конкретных зон разломов — с другой (например, трактовка рельефа восточного окончания Африкано-Антарктического хребта на участке между 33—37° в. д. и 44—47° ю. ш.). Вследствие этого представленная на рис. 1 схема поперечных нарушений срединно-океанических хребтов в известной мере субъективна. Не исключено, что некоторые нарушения должны быть изображены по-иному. Но спорных случаев сравнительно немного, и вряд ли они могут оказать серьезное влияние на общие выводы.

На рис. 1 показаны расположение каждого крупного поперечного нарушения, его генеральная структура (при осреднении до масштаба 1 : 10 000 000) и минимальная протяженность, т. е. длина того участка, на котором поперечные структуры выдерживают указанную степень генерализации. Истинная протяженность нарушений может быть значительно больше. Отчетливо видна неравномерность в расположении крупных поперечных нарушений — их особенно сильная концентрация на участках, аномальных в том или ином отношении (в районах круглого изгиба системы срединно-океанических хребтов, резкого изменения ее ширины, значительных относительных смещений соседних участков). Длины зон, вдоль которых в масштабе 1 : 10 000 000 отчетливо прослеживаются поперечные структуры, варьируют от первых сотен до нескольких тысяч километров при ширине от первых десятков до первых сотен километров. Поперечные и продольные параметры крупных нарушений не связаны однозначной зависимостью, хотя минимальная ширина более характерна для самых коротких из них.

По генеральной структуре крупные поперечные нарушения можно разделить на несколько типов (см. легенду к рис. 1).

1. Простые уступы, борта которых не осложнены параллельными простиранию уступа положительными или отрицательными структурами рельефа первого порядка. Поперечные нарушения такого типа пересекают на ряде участков Австрало-Антарктическое поднятие, Африкано-Антарктический, Центрально-Индийский и другие хребты, срезая продольные структуры их рельефа. Относительное вертикальное смещение по плоскости разлома нередко сочетаются с горизонтальным смещением продольных структур хребта на десятки, а то и сотни километров.

2. Сложные уступы, вдоль бортов которых протягиваются цепочки или серии линейных хребтов и впадин первого порядка. Таковы краевые уступы плато Амстердам, зона разлома Кангару, Фольклендский разлом и др. В некоторых случаях уступ по простиранию сменяется прогибом. Такой характер носит, например, поперечное нарушение, пересекающее Западно-Индийский хребет вдоль 52-го меридиана. В северной части — это четко выраженный уступ с погруженным западным бортом, а в южной — поперечный прогиб, обрамленный хребтами. Австрало-Антарктическое поднятие недалеко от зоны сочленения с Центрально-Индийским хребтом пересечено поперечным нарушением типа сложного уступа. Продолжением этого уступа является прогиб, секущий хребет Кергелен. В зоне резкого изгиба Аравийско-Индийского хребта на приэкваториальной участке можно выделить несколько поперечных нарушений, которые выражены сочетаниями уступ — впадина и т. д.

По отношению к продольному структурному плану хребтов сложные уступы повсеместно играют роль вторичных образований: входящие в их состав простые уступы обрезают, а впадины рассекают продольные формы рельефа, часто смещая в горизонтальном направлении их от-

дельные части. Поперечные нарушения типа простых и сложных уступов обнаруживают существование вертикальных напряжений, зоны действия которых ориентированы вкрест простирания срединно-океанических хребтов и протягиваются порой на тысячи километров (такой порядок имеет минимальная длина ряда сложных уступов).

3. Одиночный прогиб — один из наиболее распространенных типов поперечных нарушений, широко развитый на всех участках системы срединно-океанических хребтов. На фоне сравнительно широкого и пологого прогиба первого порядка согласно его простиранию располагается сложная система хребтов и впадин второго и более высоких порядков. Одиночные прогибы рассекают срединные хребты либо полностью, либо частично. В последнем случае поперечные прогибы могут пересекать только центральную часть хребта (разлом Курчатова на Северо-Атлантическом хребте, разлом в южной части хребта Рейкьянес и др.); один или оба склона, не проявляясь в центральной части хребта (разлом Ошенографер и целый ряд других на разных участках системы срединно-океанических хребтов); ограниченные участки склонов (например, серия поперечных нарушений в северо-восточной половине Западно-Индийского хребта и др.). Протяженность, ширина, относительная амплитуда одиночных прогибов крайне разнообразны. Так, например, одиночными прогибами выглядят на мелкомасштабных картах такие нарушения, как разлом Академика Курчатова на Восточно-Тихоокеанском поднятии или Маркизский, протяженность которых измеряется тысячами километров, и, с другой стороны, почти все наиболее короткие поперечные прогибы (длиной в первые сотни километров). Максимальная относительная амплитуда прогиба Буве превышает 5000 м (более 5200 м в осевой части желоба Буве против 200 м и менее на прилежащих поднятиях), в то время как для многих одиночных прогибов максимальные относительные амплитуды не выходят за пределы 500—1000 м. Ширина одиночных прогибов наиболее стабильна — в большинстве случаев она измеряется первыми десятками километров, но иногда достигает и сотен километров. Ранее [10] мы уже обращали внимание на существование поперечных нарушений типа одиночных прогибов, ширина которых увеличивается вниз по склонам срединно-океанических хребтов. Такие прогибы, раскрывающиеся в сторону прилежащих к хребту глубоководных океанических котловин, имеют в нижних частях склонов хребтов ширину до 200, 300 км и более. В качестве примера можно привести разломы Ошенографер, Кейн, прогиб, пересекающий восточный склон Южно-Атлантического хребта на 34—38° ю. ш. и др.

Часто вдоль бортов одиночных прогибов на отдельных участках протягиваются линейные поднятия первого порядка или небольшие цепочки овальных и изометрических форм рельефа. С приближением вдоль хребта к одиночным прогибам нередко наблюдается изгиб, поворот продольных структур срединно-океанического хребта. Таковы разломы Короля Артура, Вознесения, Скотта, Эндевр, Галапагос и мн. др. В пределах одиночных прогибов продольный план хребта нарушен, но по обе стороны от них в огромном большинстве случаев прослеживаются явные продолжения продольных структур, иногда без видимого горизонтального смещения, но чаще с большим или меньшим смещением. Амплитуда кажущегося горизонтального смещения в ряде случаев измеряется сотнями километров (разлом Кейн и др.). В поперечном сечении одиночные прогибы представляют собой многоступенчатые грабены со сложным микрорельефом бортов и днища (см., например, [29, 39]), следовательно, формирование их генеральной структуры должно было происходить в обстановке растяжения, на фоне которого сложно сочетались локальные напряжения разного знака.

К типу одиночных прогибов относятся многочисленные мелкие поперечные нарушения, пересекающие все участки системы срединно-океанических хребтов как вне сложных зон, так и внутри последних.

4. **Сложные зоны** четко линейных впадин и хребтов первого порядка — чаще всего встречающийся тип поперечных нарушений, внутри которого можно выделить три разновидности.

а) **Двойная система впадина — хребет.** Яркий пример поперечных нарушений такого рода — зона разлома Оуэн, где вдоль главной впадины разлома на всем ее протяжении протягивается узкий линейный хребет. В данном случае хребет преобладает над впадиной как по своим поперечным параметрам, так и по амплитуде относительно среднего глубинного уровня прилежащих к зоне разлома участков. Напротив, в зоне Приэкваториального разлома (Романш), который также представляет собой двойную систему, впадина явно преобладает над хребтом. Помимо двух указанных зон разломов двойная система впадина — хребет часто встречается и на других участках срединно-океанических хребтов. Она составляет основу более сложных зон разломов, а также прослеживается на отдельных участках поперечных нарушений типа одиночных прогибов и сложных уступов. В обоих последних случаях впадина, как правило, бывает выражена более четко, чем сопряженный с ней хребет. Так, в зоне разлома Короля Артура, отнесенного нами к типу одиночных прогибов, двойная система развита на участке пересечения разломом северной части восточного склона хребта Рейкьянес. Линейное поднятие (хребет) протягивается здесь вдоль северного борта поперечного прогиба, имеет значительно меньшую, нежели прогиб, ширину и относительную амплитуду. Разлом Эндевр представляет собой двойную систему в нижней части склона Южно-Тихоокеанского поднятия и на прилежащем участке Южной котловины. Хребет двойной системы тут также выражен менее четко, чем впадина.

б) **Серия чередующихся впадин и хребтов первого порядка,** среди которых четко выделяется главная впадина зоны разлома — наиболее протяженная и имеющая максимальные глубины. Остальные линейные структуры зоны параллельны главной впадине и обрамляют ее с одной или обеих сторон. К поперечным нарушениям такого типа относятся зоны разломов Удинцева, Элтанин, Менарда, Челленджера, Пасхи на Восточно-Тихоокеанском поднятии; Витязя, Вимы, Арго, Марии-Целесты в южной половине Аравийско-Индийского поднятия; Рейкьянес, Атлантис, Зеленого мыса, Вима, Гвинейский, Сан-Паулу на Северо-Атлантическом хребте и некоторые другие. Во всех перечисленных зонах ведущую роль играют впадины, имеющие по сравнению с хребтами большую ширину и амплитуду. Между поперечными нарушениями этого типа и двойной системой впадина — хребет нет принципиальных различий. При повышении степени генерализации до масштаба 1 : 15 000 000 или 1 : 20 000 000 перечисленные выше зоны разломов выглядят на картах как двойные системы и, напротив, двойные системы на картах масштаба 1 : 5 000 000 и более крупных превращаются в серию чередующихся впадин и хребтов. Таким образом, двойную систему следует рассматривать как частный случай серии чередующихся впадин и хребтов, при котором только главная впадина и сопряженный с ней хребет имеют ширину в первые десятки километров, т. е. выдерживают генерализацию до масштаба 1 : 10 000 000.

в) **Поперечные поднятия,** в пределах которых средние показатели рельефа выше, чем на участках срединно-океанических хребтов, пересекаемых такой зоной. Обычно поперечные поднятия выражены двумя-тремя хребтами, разделенными относительно слабо выраженными впадинами. Таковы зоны поперечных нарушений Ривера и Оразка на севере Восточно-Тихоокеанского поднятия и некоторые другие. Нарушения такого типа крайне немногочисленны, иногда они встречаются и на небольших участках иных поперечных зон. Например, разлом Галапагос на пересечении с верхней частью восточного склона Восточно-Тихоокеанского поднятия теряет присущий ему вид одиночного прогиба и вы-

ражен здесь несколькими параллельными хребтами, которые протягиваются вниз по склону поднятия на расстояние 200—300 км. Следует напомнить, что и зоны Ривера и Оразка также представляют собой лишь части колоссальной зоны нарушения — разлома Клариион, располагаясь на продолжении северной и южной ветвей последнего [14].

Поперечное поднятие гор Фаради кулисообразно сочленяется с прогибом, рассекающим нижнюю часть склона Северо-Атлантического хребта. Скорее всего это также не самостоятельное поперечное нарушение, а часть более сложной зоны. Поперечные поднятия, широко развитые на участке резкого изгиба Аравийско-Индийского хребта, всегда сочетаются с достаточно четко выраженными впадинами и, таким образом, должны быть отнесены к типу двойной системы впадина — хребет. Во всех остальных случаях пересекающие срединно-океанические хребты поперечные поднятия входят в состав сложных зон нарушений. Следовательно, можно заключить, что поднятия как таковые не составляют самостоятельного типа поперечных нарушений, а являются еще одной разновидностью сложных зон.

Для рассмотренных типов поперечных нарушений при всем их многообразии и сложности характерны некоторые общие черты. Прежде всего — четкая линейность структур рельефа первого порядка внутри зоны нарушений. При этом протяженность структур во много раз превышает их ширину. Оси хребтов и впадин внутри каждой зоны в огромном большинстве случаев взаимно параллельны, гораздо реже наблюдаются кулисообразные сочленения и крайне редко прогиб переходит по простиранию в поднятие.

По своей генеральной структуре сложные зоны поперечных нарушений представляют собой сочетание многоступенчатых грабенов типа одиночных прогибов с четко линейными положительными формами рельефа. Главные впадины сложных зон повсеместно имеют вид грабенов с крутыми бортами и узким ущельем в осевой части. Таким образом, несомненно, что и в формировании сложных зон поперечных нарушений важную роль играют напряжения растяжения, перпендикулярного зоне и параллельного прилежащим участкам хребта. В то же время образование положительных форм рельефа, которые иногда (хотя и очень редко) даже преобладают над отрицательными, должно было происходить под влиянием существенно иных напряжений. Возможная природа этих последних рассматривается в заключительной части статьи.

5. Поперечные зоны погружения. На фоне всех рассмотренных типов поперечных нарушений совершенно уникально выглядит меридиональная зона, пересекающая Австрало-Антарктическое поднятие между 120 и 128° в. д. По ширине (около 800 км) эта зона не имеет себе равных, протяженность ее, вероятно, также очень велика (см. ниже). В общем структурном плане соответствующего участка срединно-океанического хребта она представляет собой днище колоссального многоступенчатого грабена, пересекающего хребет под прямым углом. Внутри зоны рельеф образован сравнительно небольшими (до первых сотен километров) положительными и отрицательными линейными и в меньшей мере овальными структурами, оси которых ориентированы вдоль простирания зоны. Главная особенность рельефа — отсутствие протяженных цепочек прогибов и поднятий, частая смена одних другими по простиранию, обилие кулисообразных сочленений структур одного и разных знаков. Относительные амплитуды как положительных, так и отрицательных структур невелики, очень редко они достигают 1000 м и более. Максимальная глубина, зарегистрированная в области пересечения зоны с Австрало-Антарктическим поднятием, 4881 м (на южном склоне поднятия), минимальная — 2555 м (на северном склоне). Южный склон поднятия вообще погружен глубже, чем северный: средние глубины на первом больше, а на втором меньше 4000 м. Поэтому создается впечатление, что

осевая часть Австрало-Антарктического поднятия в пределах зоны смещена к северу. Возможно, так оно и есть, но не исключено, что наблюдаемая картина является следствием неравномерного погружения склонов. В пределах зоны отсутствуют участки с резким перепадом глубин, за исключением зон краевых разломов. Последние представляют собой высокие и крутые уступы и разделяют области с принципиально различным структурным планом: за пределами зоны на приподнятых бортах уступов четко прослеживаются продольные структуры срединного хребта, на погруженных бортах, внутри зоны, развиты, как уже упоминалось, исключительно структуры поперечного плана. Резкое срезание продольных структур краевыми разломами рассматриваемой зоны свидетельствует о наложенном характере последней, причем развитие данного поперечного нарушения сопровождалось полной перестройкой структурного плана погружавшегося участка хребта. В этом отношении Южно-Австралийская зона сходна с другими сложными зонами поперечных нарушений, однако по своим размерам и по характеристике сформировавшегося внутри зоны рельефа она составляет особый тип нарушений. Формирование Южно-Австралийской зоны как днища огромного грабена должно было происходить в обстановке растяжения, ориентированного вдоль простирания Австрало-Антарктического поднятия. При этом продольному растяжению подвергался (или подвергается) участок поднятия протяженностью около 3000 км: верхние уступы многоступенчатого грабена протягиваются вдоль 110-го и 140-го меридианов. В пределах Австралийского континента на продолжении днища грабена располагается меридиональная зона пустынь, а продолжения верхних уступов восточного борта грабена теряются в зоне Большого артезианского бассейна. Уступы западного борта, возможно, связаны с разломами, обрамляющими Австралийский континент с запада, хотя проследить эту связь трудно: Австрало-Антарктическое поднятие и прибрежная зона Австралии разделены субширотным разломом Диамантина. Во всяком случае есть основания предполагать, что колоссальная грабенообразная структура, четко проявляющаяся на Австрало-Антарктическом поднятии, далеко продолжается в северном направлении. Следов продолжения грабена к югу, за пределы глубоководной части Австрало-Антарктической котловины нет.

Сходная с только что рассмотренной структура меридионального грабена, но значительно меньших размеров, пересекает Африкано-Антарктический хребет между меридианами 25° и 35° в. д. Как и в предыдущем случае, борта грабена ступенями спускаются к центральной его части. Последняя имеет примерную ширину порядка 600 км, полная амплитуда погружения — не менее 1500 м, однако перестройки продольного структурного плана срединного хребта не наблюдается ни в бортовых частях грабена, ни на его днище. Общая ширина этой структуры, по-видимому, должна быть оценена величиной 1200—1500 км, продольные размеры — 2000 км или более. К северу грабен продолжается в виде котловины Агульас, краевые разломы одноименного подводного плато располагаются на продолжении уступов западного борта грабена; уступы восточного борта, возможно, связаны с краевыми разломами Мозамбикского хребта. На юге Африканского континента грабен не выражен, продолжение его на южный склон Африкано-Антарктической котловины проблематично. Таким образом, по своим масштабам рассматриваемый грабен много меньше Южно-Австралийского, имеет более узкое днище и бортовые ступени и в его пределах не наблюдается перестройки продольного плана рельефа срединно-океанического хребта.

Представляется, что оба рассмотренных грабена должны иметь одну природу, но либо они находятся на разных стадиях своего развития, либо процесс, который обусловил их возникновение, протекает с большей интенсивностью под зоной Южно-Австралийского грабена.

Краевые разломы плато Амстердам, по-видимому, образуют борт еще одного широкого поперечного грабена, который пересекает северо-западное окончание Австрало-Антарктического поднятия. Второй борт этого грабена также образован уступом или серией уступов (см. рис. 1). Ширина грабена более тысячи километров, амплитуда погружения не менее 1000 м, протяженность предположительно 2000 км. Грабен ориентирован в северо-восточном направлении.

Нечто похожее на зачатки крупного поперечного грабена мы находим и в зоне тройного сочленения срединно-океанических хребтов Индийского океана. Аравийско-Индийский и Центрально-Индийский хребты разграничены довольно четким уступом, по обе стороны от которого средние глубины различаются на 200—300 м. Уступ протягивается в северо-восточном направлении параллельно системе поперечных нарушений, развитых в этом районе. К югу от уступа рельеф Центрально-Индийского хребта сложен. Вся северная половина хребта раздроблена многочисленными нарушениями, часть которых сравнительно мелкая и проявляется на картах масштаба 1 : 10 000 000 в виде локальных впадин или двойной системы впадина — хребет небольшой протяженности. Ориентированы такие нарушения в самых различных направлениях — от меридионального до субширотного. Более крупные поперечные нарушения имеют в большинстве случаев северо-восточное простирание. Вдоль обоих бортов уступа протягиваются линейные нарушения типа впадина — хребет, наиболее четко выраженные на склонах срединного хребта. Впадины двойной системы раскрываются в сторону прилежащих глубоководных котловин. Сложный рельеф не скрывает общего, хотя и небольшого погружения хребта в сторону уступа. Не исключено, что это погружение происходит по серии мелких уступов, т. е. имеет место неглубокая грабенообразная структура шириной до 1000 км или несколько более, пересекающая Центрально-Индийский хребет почти под прямым углом. Эта предполагаемая зона крупнейшего в пределах данного хребта поперечного нарушения совпадает по простиранию с Западно-Индийским хребтом и перекрывает последний. Поэтому, а также вследствие небольшой амплитуды погружения внутри зоны, выявить ее влияние на рельеф Западно-Индийского хребта и установить протяженность в юго-западном направлении не представляется возможным.

Образование поперечных нарушений рассматриваемого типа связано, по-видимому, с действием двух различных сил. С одной стороны, форма многоступенчатого грабена свидетельствует о воздействии напряжений растяжения, перпендикулярных оси грабена, т. е. параллельных простиранию соответствующего участка срединного хребта. С другой стороны, колоссальные размеры грабенов, иногда значительные амплитуды погружения и перестройка структурного плана в пределах днища заставляют предполагать существование вертикальных сил, обусловленных какими-то мощными процессами, которые протекают в недрах мантии и ведут к погружению огромных по площади участков земной коры.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОПЕРЕЧНЫХ НАРУШЕНИЙ

За последнее десятилетие в зонах крупных поперечных нарушений проведен целый ряд специальных геологических и геофизических исследований. Мы остановимся лишь на некоторых из них, представляющих с нашей точки зрения особый интерес ввиду полученных новых и принципиально важных сведений.

В 1971 г. Ф. Аументо [19] по данным драгирования на полигоне близ 45° с. ш. в пределах Северо-Атлантического хребта сделал вывод о широком развитии интрузий серпентизированных ультраосновных пород в коре срединно-океанических хребтов. Одновременно последовательное

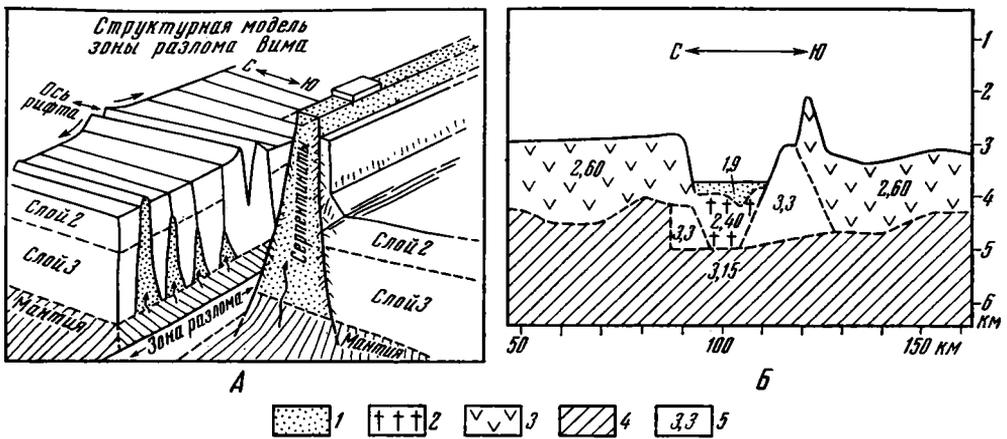


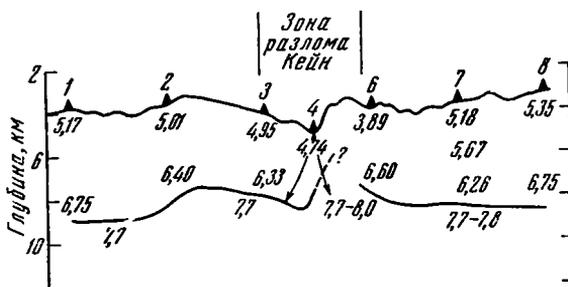
Рис. 2. Зона разлома Вима. А — структурная модель по Э. Бонатти и Дж. Хонноренцу [24], Б — модель гетерогенной коры по Дж. Роббсу и М. Кане [43]
 1 — рыхлые осадки; 2 — породы зоны разлома; 3 — базальтовая кора; 4 — мантия; 5 — ультраосновные интрузии. Цифрами обозначена плотность в г/см³

изучение петрологического состава пород, слагающих кору срединно-океанических хребтов, начал Э. Бонатти, обращавший особое внимание на геологическое строение крупных зон разломов [21—25 и др.]. Детальные исследования в зонах приэкваториальных разломов Атлантики, в частности Романш и Вима, позволили Э. Бонатти заключить, что хребты, обрамляющие главные впадины разломов, представляют собой серпентинизированные интрузии мантийных перидотитов. На рис. 2, А воспроизведена составленная Э. Бонатти идеализированная схема зоны разлома Вима [24]. Результаты проведенных в этой зоне разлома гравиметрических и магнитометрических исследований [43] вполне удовлетворительно согласуются с выводами Э. Бонатти. Южный борт главной впадины зоны разлома и протягивающийся вдоль него хребт образованы внедрившимся в кору интрузивным телом высокой плотности (рис. 2, Б). Вторая аналогичная интрузия располагается в нижней части коры под северным бортом. По последним данным [3], поперечные хребты в зонах разломов Вима и Вернадского сложены плотными, возможно, ультраосновными породами мантийного происхождения. Очевидно, растяжение в зонах поперечных нарушений приводит к образованию глубоких трещин или к пластическому растяжению и ослаблению коры, что создает благоприятные условия для внедрения мантийного вещества в виде интрузий или диапиров. Естественно предположить, что и в более сложных зонах поперечных нарушений система линейных хребтов создана за счет пород мантии, проникающих в кору по серии параллельных трещин.

В центральных частях впадин зон поперечных нарушений земная кора, видимо, разорвана в результате растяжения на более или менее крупные блоки, промежутки между которыми заполнены тем же серпентинизированным ультраосновным веществом. Сейсмические исследования, проведенные в зоне разлома Ошенографер [29], обнаружили значительные вариации скоростей сейсмических волн вдоль профиля, пройденного в направлении оси главной впадины разлома. Сопоставление полученной волновой картины с результатами изучения скоростных характеристик разных типов пород позволило авторам упомянутой статьи составить продольный разрез земной коры центральной части впадины, на котором участке с высокими скоростями сейсмических волн соответствует блок серпентинизированных ультраосновных пород.

Аномальное строение коры — ее утонение и изменение скоростных характеристик — подтверждается сейсмическими исследованиями и в других зонах поперечных нарушений. В работе Б. Розендаля и его соавторов [44] представлены результаты исследований на двух сейсмических профилях, пройденных в непосредственной близости один от другого вдоль оси Восточно-Тихоокеанского поднятия между $8^{\circ}30'$ и $9^{\circ}45'$ с. ш. Профили пересекают зону разлома Сикейрос, под которой наблюдается некоторый подъем поверхности Мохоровичича, утонение верхних слоев коры, значительный разброс скорости в слоях 2 и 3 и в верхах мантии. Скоростные характеристики этих слоев, определенные на каждом из двух профилей, плохо согласуются, что скорее всего связано с блоковым строением коры, и в обоих случаях кора зоны разлома выделяется как аномальная на фоне прилежащих участков хребта.

Рис. 3. Сейсмический разрез земной коры вкост зоны разлома Кейн близ 44° з. д. по Р. Детрику и Г. Парди [27]
Цифрами обозначены скорости продольных сейсмических волн в км/с



Очень интересны результаты сейсмических исследований, проведенных совсем недавно в зоне разлома Кейн [27]. Сейсмический профиль проходит вдоль центральной части восточного склона Северо-Атлантического хребта почти в меридиональном направлении и пересекает зону разлома Кейн на 44° з. д. Полученный разрез земной коры воспроизведен на рис. 3. Как мы видим, по обе стороны от зоны разлома развита типично океаническая кора мощностью около 5 км. Под зоной разлома кора резко утонена. По оценке Р. Детрика и Г. Парду, под впадиной разлома, ширина которой на изученном участке составляет 50 км, кора имеет общую мощность 2—3 км. Сокращение мощности под бортами впадины происходит на очень коротком расстоянии — в полосе шириной не более 5 км. С приближением к зоне разлома уменьшаются скорости в слое 2 и увеличивается разброс скоростей (в сторону более высоких) ниже раздела Мохоровичича. Р. Детрик и Г. Парду полагают, что тонкая кора зоны разлома состоит из слоя экструзивного базальта и даек мощностью в первые сотни метров, который подстилается примерно двухкилометровой толщей габбро и метагаббро, интродуцированного ультраосновным материалом. Возможно при этом, что кора раздроблена на отдельные блоки. По мнению указанных авторов, существование аномально тонкой коры — не уникальная особенность разлома Кейн, а общее свойство поперечных зон разломов, во всяком случае в Северной Атлантике. Это мнение подтверждается результатами исследований К. Фойлера [30], Х. Роуллетта и соавторов [45], Р. Вайта и Д. Метьюза [47] и др.

Таким образом, данные, полученные самыми различными методами и в самых разных зонах разломов, убедительно свидетельствуют, что по своей природе поперечные нарушения типов 3 и 4 суть структуры растяжения, а входящие в их состав хребты образованы мантийными диапирами.

Сведения о глубинном строении поперечных нарушений типов 1, 2, 5 практически отсутствуют, хотя постановка специальных геолого-геофизических исследований в их пределах представляется весьма своевременной и актуальной.

На рис. 1 хорошо видно, что на колоссальных по протяженности участках системы срединно-океанических хребтов крупные поперечные нарушения имеют одинаковые или очень близкие простирания. На хребтах Рейкьянес и Северо-Атлантическом все поперечные нарушения ориентированы в широтном и близком к нему направлениях. Максимальные отклонения от широтного направления не превышают 10° , а в огромном большинстве случаев измеряются первыми градусами. Такие же простирания поперечных нарушений сохраняются и в северной половине Южно-Атлантического хребта, но далее к югу они сменяются на восток-северо-восточные и северо-восточные. При этом изменяется, и тип нарушений: вместо сложных зон, развитых севернее, мы находим лишь одиночные прогибы и уступы.

Переход к Африкано-Антарктическому хребту знаменуется изменением простираний поперечных нарушений на субмеридиональные и меридиональные, которые играют основную роль в пределах Африкано-Антарктического и Западно-Индийского хребтов. В северо-восточной части последнего появляется ряд сравнительно небольших поперечных нарушений типа одиночных прогибов, которые ориентированы в северо-западном направлении, вкрест простирания хребта.

Вдоль второй ветви срединно-океанических хребтов картина следующая. В северной и центральной части Восточно-Тихоокеанского поднятия поперечные нарушения имеют широтные и субширотные простирания, вплоть до 30° ю. ш. (Примерно на этой же широте кончается серия поперечных нарушений субширотного простирания и на срединном хребте Атлантики.) Южнее, подобно первой ветви, на срединных хребтах Тихого океана наблюдается изменение простирания поперечных нарушений до меридиональных, но уже через северо-западные. Это изменение происходит постепенно: углы между направлением простирания нарушений и параллелью растут от первых градусов на юге центральной части Восточно-Тихоокеанского поднятия до $40-45^\circ$ на восточной половине Южно-Тихоокеанского поднятия и до $75-80^\circ$ в зоне сочленения последнего с Австрало-Антарктическим поднятием. Далее к западу (участок срединного хребта южнее Австралии) развиты только строго меридиональные нарушения, а еще западнее их простирания сменяются северо-восточными. Это последнее направление простираний сохраняется на всем протяжении западной половины Австрало-Антарктического поднятия, на Центрально-Индийском и Аравийско-Индийском хребтах.

На рис. 4 представлена суммарная картина пространственной ориентировки поперечных нарушений. Легко видеть, что наибольшее количество нарушений имеют субширотные простирания, значительная часть ориентирована в меридиональном и северо-восточном направлениях. Относительно небольшой максимум направлен на северо-запад. Примерный количественный подсчет дает следующие соотношения: субширотную ориентировку (угловые отклонения от широтного направления $\pm 15^\circ$) имеет 42% крупных поперечных нарушений, субмеридиональную — около 19%, с юго-запада на северо-восток протягиваются 18% нарушений и с юго-востока на северо-запад — 9%. Поперечные нарушения, простирания которых не совпадают с этими четырьмя преимущественными направлениями, составляют всего 12%.

Простирания крупных поперечных нарушений отражают общий план поперечных деформаций срединно-океанических хребтов. Нарушения второго и более высоких порядков полностью подчинены этому плану, поэтому учет их не меняет принципиально схемы, изображенной на рис. 4. В частности, если учесть все поперечные нарушения срединно-океанических хребтов Тихого океана по детальным картам [38] и по

многочисленным схемам разломов, опубликованным в разного рода статьях [18, 26, 31, 33—35, 40, 46 и мн. др.], то это приведет к существенному возрастанию северо-западного максимума и незначительному приращению широтного и меридионального. Используя батиметрические карты Индийского океана более крупного масштаба [4, 28], мы обнаружим большое количество мелких поперечных нарушений северо-восточного простирания, т. е. возрастает этот максимум, и т. д. При этом количество нарушений промежуточной ориентировки (минимумы на рис. 4) увеличивается очень незначительно. Таким образом, повышение детальности при построении рассматриваемой схемы ведет к еще более четкому выделению четырех преимущественных направлений простирания поперечных нарушений. Поэтому можно утверждать, что полученная картина пространственной ориентировки крупных нарушений отражает реальную обстановку, а не является следствием произвольного выбора степени генерализации.

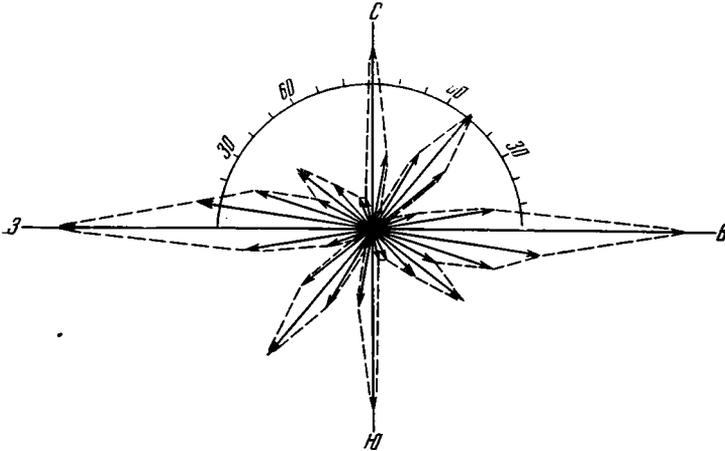


Рис. 4. Суммарная схема пространственной ориентировки простираний поперечных нарушений срединно-океанических хребтов
Длины векторов пропорциональны числу поперечных нарушений, простирающихся в соответствующем направлении

Как хорошо известно, по отношению к рифтовым долинам поперечные нарушения почти всегда располагаются перпендикулярно или почти перпендикулярно. Немногочисленные нарушения, пересекающие рифтовую долину под острыми углами, развиты, как правило, на тех участках, где кроме них имеются и перпендикулярно ориентированные нарушения (Западно-Индийский хребет, западная половина Южно-Тихоокеанского поднятия и т. п.). Часто простирание рифтовых долин не совпадает с общим простиранием хребта (южная половина Аравийско-Индийского хребта, приэкваториальная часть Северо-Атлантического и др.). Во всех этих случаях поперечные нарушения сохраняют ориентировку под прямым углом к рифтовой долине, а углы с общим простиранием хребта могут быть любыми, вплоть до первых градусов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Все поперечные нарушения срединно-океанических хребтов могут быть разбиты на пять типов. При формировании нарушений типов 1, 2, 5 ведущую роль, видимо, играли вертикальные напряжения, в одних случаях — либо положительные, либо отрицательные (типы 1, 2), в других — явно отрицательные (тип 5). Образование нарушений типов 3 и 4 было обусловлено в основном горизонтальными напряжениями растя-

жения, ориентированными вкрест нарушения и соответственно вдоль осевой зоны хребта.

2. Ни одно из крупных поперечных нарушений не может быть интерпретировано как структура, возникшая под влиянием преобладающего горизонтального сжатия. Поперечные положительные структуры, входящие в состав нарушений типов 1—4, скорее всего мантийные диапиры или хребты вулканического происхождения, т. е. результат растяжения, но не сжатия земной коры.

3. В местах образования нарушений типов 1, 2 и 5 в сочетании с основными вертикальными напряжениями, по-видимому, действовали и горизонтальные напряжения растяжения, продольные относительно хребтов. Об этом свидетельствуют, с одной стороны, частые переходы уступов по простиранию во впадины и, с другой — грабенообразная форма нарушений типа 5.

Таким образом, поперечные нарушения всех типов в той или иной мере обязаны своим происхождением продольным относительно хребтов горизонтальным напряжениям растяжения, в то время как следы сколько-нибудь существенного сжатия того же направления отсутствуют.

Но если продольное растяжение системы срединно-океанических хребтов не компенсировалось сжатием такого же масштаба (существование менее значительных напряжений сжатия отнюдь не исключается), то в целом система должна была удлиняться. Оценить, хотя бы и очень приближенно, величину такого удлинения трудно. Очевидно, что амплитуда расширения каждого нарушения должна быть много меньше его ширины. С другой стороны, едва ли правильно было бы измерять эту амплитуду только суммарной шириной ущелий, располагающихся в осевых частях впадин нарушений типов 3 и 4. Но даже если ограничиться этим последним параметром, то общее удлинение системы срединно-океанических хребтов должно было составить многие сотни километров, будучи рассредоточено при этом по всей длине системы. Это минимальная, явно сильно заниженная оценка.

Относительно более высокая концентрация поперечных нарушений типа 3 и 4 в области низких широт, которая отчетливо проявляется на срединных хребтах Атлантического и Индийского океанов, свидетельствует о том, что приэкваториальные зоны хребтов испытывали максимальное продольное растяжение.

Ширина зоны, в пределах которой действовало связанное с системой срединно-океанических хребтов поле напряжений, определяется протяженностью поперечных нарушений, многие из которых имеют длину в тысячи километров. Особенности пространственной ориентировки нарушений позволяют заключить, что действие напряжений растяжения проявлялось главным образом по четырем преимущественным направлениям: меридиональному, широтному, северо-западному и северо-восточному.

Рассмотренные напряжения, ответственные за образование поперечных нарушений, представляют собой лишь часть общей системы напряжений зоны срединно-океанических хребтов. Формирование самих хребтов как положительных структур океанического дна, видимо, происходило под действием вертикальных положительных напряжений; существование рифтовых долин с центральными ущельями и серии параллельных им продольных впадин обычно связываются с представлениями о поперечном растяжении срединно-океанических хребтов.

Вопрос о том, как происходило развитие современных срединных хребтов еще далеко не решен. Мы не знаем, в какой последовательности формировались генеральная структура хребта, продольные формы рельефа, поперечные нарушения. Соответственно неизвестно, и как менялось во времени полное поле напряжений. В частности, если развитие поперечных нарушений и продольных впадин было разорвано во вре-

мени, то это означает, что горизонтальная составляющая поля напряжений в какой-то момент времени изменила свое направление на 90° и растяжение продольное сменилось поперечным (или наоборот). Но если развитие поперечных и продольных впадин рельефа срединных хребтов в течение хотя бы какого-то ограниченного промежутка времени происходило одновременно, то на этом этапе соответствующий участок хребта подвергался с кинематической точки зрения всестороннему горизонтальному растяжению (действовали два взаимно перпендикулярных напряжения растяжения).

Отсутствие (или чрезвычайно тонкий слой) рыхлых осадков на дне как рифтовых ущелий, так ущелий поперечных впадин указывает на очень молодой возраст тех и других трещинных образований. Отсюда можно заключить, что на современном этапе срединные хребты находятся именно в таком состоянии всестороннего горизонтального растяжения. Если принять далее во внимание глобальность системы срединно-океанических хребтов, повсеместное развитие поперечных нарушений всех типов и почти повсеместное развитие рифтовых долин с центральными ущельями, то со всей остротой встает проблема происхождения необходимой для этого горизонтальной составляющей поля напряжений — всестороннего растяжения.

Решить эту проблему, базируясь на представлениях о постоянстве площади земной поверхности (т. е. о неизменном объеме земного шара), трудно. Напротив, если допустить возможность увеличения объема Земли (длительное или ограниченное отдельными этапами ее развития), то всестороннее растяжение поверхностных оболочек становится не только возможным, но и неизбежным. При этом находят логическое объяснение также вертикальные положительные напряжения и перечисленные выше особенности пространственного распределения поперечных нарушений.

Таким образом, анализ имеющихся в настоящее время материалов о поверхностном и глубинном строении крупных поперечных нарушений срединно-океанических хребтов дает новый, дополнительный довод в пользу гипотез расширения Земли или пульсацией ее объема. Автор, разумеется, ни в коей мере не рассматривает этот довод как решающий, но считает необходимым еще раз подчеркнуть реальность существования напряжений растяжения, продольных относительно простирания срединно-океанических хребтов, и возможное значительное удлинение последних, что должно находить свое объяснение в геотектонических гипотезах.

Второе обстоятельство, к которому хотелось бы привлечь внимание, — существование и явно наложенный характер нарушений 5-го типа: колоссальных по своим размерам поперечных грабенов. Этот тип нарушений выделяется впервые, материалов по соответствующим участкам хребтов мало, но очевидно, что структуры такого масштаба — проявление какого-то глубинного процесса и выяснение его природы представляется немаловажной задачей.

Литература

1. Атлантический океан. Карта м-ба 1 : 20 000 000. М.: ГУГК, 1974.
2. Атлас океанов. т. 1. Тихий океан. М.: Изд. Воен.-Мор. Флота, 1973; т. 2. Атлантический и Индийский океаны. М.: Изд. Воен.-Мор. Флота, 1977.
3. Буданов В. Г., Бурьянов В. Б., Русаков О. М., Соловьев В. Д. Структуры литосферы зон разломов экваториальной Атлантики (7° с. ш.— 10° с. ш.).— Геофиз. ж., 1980, т. 2, № 4, с. 12—22.
4. Геолого-геофизический атлас Индийского океана. М.: ГУГК, 1975.
5. Живаго А. В. Морфоструктуры дна юго-восточной части Тихого океана.— В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 8—47.
6. Индийский океан. Карта м-ба 1 : 10 000 000. М.: ГУГК, 1977.
7. Индийский океан. Карта м-ба 1 : 15 000 000. М.: ГУГК, 1979.

8. Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1976.
9. Ильин А. В. Морфоструктура дна океана и некоторые вопросы глобальной тектоники.— Геотектоника, 1978, № 6, с. 17—35.
10. Ларин В. Н., Соловьева И. А. Морфологические свидетельства продольного растяжения срединно-океанических хребтов.— Докл. АН СССР, 1979, т. 235, № 5, с. 938—941.
11. Ле Пшон К., Франкшо Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977, с. 287.
12. Пуцаровский Ю. М. О происхождении Восточно-Тихоокеанского поднятия.— В кн.: Палеонтология. Морская геология. Межд. геол. конгресс, XXV сес. М.: Наука, 1976, с. 61—75.
13. Пуцаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.
14. Пуцаровский Ю. М., Козлов В. В., Мазарович А. О., Сулиди-Кондратьев Е. Д. Системы разломов в Тихом океане.— Геотектоника, 1980, № 2, с. 3—12.
15. Тихий океан. Карта м-ба: 25 000 000, М.: ГУГК, 1976.
16. Хесс Г. Срединно-океанические хребты и тектоника дна океана.— В кн.: Геология и геофизика морского дна. М.: Мир, 1969, с. 246—261.
17. Хесс Г. История океанических бассейнов.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 9—25.
18. Anderson R. N., Sclater I. G. Topography and evolution of the East Pacific Rise between 5° and 20° S.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, v. 14, p. 79—91.
19. Aumento F., Loubat H. The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. Serpentinized ultramafic intrusions.— Canad. J. Earth Sci., 1971, v. 8, p. 631—663.
20. Berg H. W., Norton I. O. Prince Edward Fracture Zone and the Evolution of the Mosambique Basin.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, № 29, p. 5221—5239.
21. Bonatti E. Ancient continental mantle beneath oceanic ridges.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 3825—3831.
22. Bonatti E. Origin of offsets of the Mid-Atlantic Ridge in fracture zones.— J. Geophys. Res., 1973, v. 81, p. 144—186.
23. Bonatti E. Serpentinite intrusions in the oceanic crust.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, v. 18, p. 126—139.
24. Bonatti E., Honnorez J. Sections of the Earth's Crust in the Equatorial Atlantic.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, № 23, p. 4104—4116.
25. Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G. Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1971, v. 268, p. 385—402.
26. Chase T. E. Sea-floor topography of the Central Eastern Pacific. U. S. Dept interior Bur. Commer. Fish., Circ. 291. Washington, D. C., 1968, 219 p.
27. Detrick R. S., Purdy G. M. The crustal Structure of the Kane Fracture Zone from seismic refraction studies.— J. Geophys. Res., 1980, v. 85, B7, p. 3759—3777.
28. Fischer R. L., Jantsch M. Z. Topography map of the Western Indian ocean scale 1 : 5 000 000.— In: Initial Rep., Leg. 24, 1974.
29. Fox P. J., Schreiber E., Rowlett H., McCamy K. The Geology of the Oceanographer Fracture Zone: A Model for Fracture Zones.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, № 23, p. 4117—4128.
30. Fowler C. M. R. Crustal structure of the Mid-Atlantic Ridge at 37° N.— Geophys. J. Roy Astron. Soc., 1976, v. 47, p. 459—491.
31. «Glomar Challenger», Leg. 35.— In: Initial Repts. DSDP. Washington: Govt. Print. Off., 1978, v. 35, p. 814—839.
32. Harrison C. G. A., Ball M. M. The Role of Fracture Zones in Sea Floor Spreading.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, № 32, p. 7776—7785.
33. Heezen B. G., Tharp M., Bentley Ch. R. Morphology of the Earth in the Antarctic and Subantarctic.— Antarctic Map Folio Ser., 1972, v. 16, 267 p.
34. Herron E. M. Crustal plates and sea floor spreading in the South-Eastern Pacific.— In: Antarctic Geology, J. Amer. Geophys. Union, Antarctic Res. ser., 1971, v. 15, p. 98—124.
35. Herron E. M. Sea floor spreading and the Genozoic history of the East-Central Pacific.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, № 6, p. 63—75.
36. Initial Report of the deep-sea Drilling Project. Leg. 1—45, 1970—1980.
37. Malahoff A., Handschumacher D. W. Magnetic Anomalies South of the Murray Fracture Zone. New Evidence for a Secondary Sea-Floor Spreading Center and Strike-Slip Movement.— J. Geophys. Res., v. 76, 1971, № 26, p. 6265—6275.
38. Mammerickx I., Menard H. W., Chase T. E., Smith W. Z. Bathymetry of the North and South Pacific. Series of maps scale 1 : 5 000 000/Ed. by Scripps Inst. Oceanography and Inst. Mar. Res., 1970—1974.
39. McGregor B. A., Rona P. A. Crest of the Mid-Atlantic Ridge at 26° N.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, № 23, p. 3307—3314.
40. Molnar P., Arwater T., Mammerickx I., Smith S. Magnetic anomalies, bathymetry and the tectonic evolution of the South Pacific since the Late Cretaceous.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, v. 40, p. 38—51.
41. Oceanic and continental transform faults.— J. Geol. Soc. London, 1979, v. 136, № 3, p. 267—268.
42. Olivet J.-L., Le Pichon X., Monti S., Sichel B. Charlie-Gibbs Fracture Zone.— J. Geophys. Res., 1974, v. 79, № 14, p. 2059—2072.

43. *Robb J. M., Kane M. F.* Structure of the Vema Fracture Zone from Gravity and Magnetic Intensity Profiles.— *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, № 32, p. 4441—4445.
44. *Rosendahl B. R., Raitt R. W., Dorman L. M., Bibee L. D., Hussong D. M., Sutton G. H.* Evolution of oceanic crust. I. A physical model of the East Pacific Rise crest derived from seismicrefraction data.— *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 5294—5304.
45. *Rowlett H., McCamy K., Fox P. J.* A refraction experiment using ocean bottom seismographs and implications of a structural model of the crust of the Mid-Atlantic Ridge at 37° N submitted to.— *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, № 11, p. 1613—1621.
46. *Stover C. W.* Seismicity and tectonics of the East Pacific Ocean.— *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, № 23, p. 3708—3719.
47. *White R. S., Matthews D. H.* Variations in oceanic upper crustal structure in a small area of the North-Eastern Atlantic.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1980, v. 14, p. 1987—2001.
48. *Wilson G. T.* A new class of faults and their bearing of continental drift.— *Nature*, 1965, № 4995, p. 343—347.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
30.III.1981

УДК 551.242.3(4—131)

МУРАВСКИ Г.

ПРОБЛЕМЫ ВАРИСЦИД СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

В работе приводятся новые материалы по истории развития, структуре и глубинному строению классических средневропейских варисцид, главным образом в пределах ФРГ. В заключение излагаются гипотезы, касающиеся механизма их образования, и формулируются некоторые выводы автора.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ РАЗВИТИЕ И ОРОГЕНЕЗ

Название «варисский» происходит, как известно, от римского названия современного немецкого (ФРГ) города Хоф, в Восточной Баварии: *Cur Variscorum*. Термин «варисские горы» ввел в литературу в 1888 г. знаменитый австрийский геолог Эдуард Зюсс [24]. Этот региональный термин включал лишь горы между Арденнами и Вогезами на западе и Судетами на востоке (рис. 1). В первой четверти нашего века не менее известный германский геолог Ганс Штилле [23] превратил «варисский» из регионального и описательного во временное понятие для тектонических событий определенного времени. Тем самым он уже не ограничивал действие этого термина варисскими горами в понимании Зюсса, а, по его собственным словам, распространил его на позднепалеозойское горообразование (лучше — орогенез)¹ во всем мире.

Необходимо, однако, отметить, что в 1892 г. французский геолог Марсель Бертран применил в этом же смысле вместо термина «варисский» термин «герцинский». Соответственно во французской литературе мы находим названия «герцинская складчатость» (=варисская складчатость) и «герцинская складчатая система» (=варисские горы). В английской литературе «герцинский орогенез» является синонимом «варисского орогенеза» немецкой литературы.

Для варисских гор в пределах Средней Европы немецкий геолог Франц Коссмат предложил в 1927 г. разделение на зоны [9]. Это зональное районирование в общем сохранило свое значение до наших дней. Двигаясь с севера на юг, мы пересекаем сперва форланд и передовой прогиб. Мощные залежи угля позднекарбонового² возраста обусловили возникновение индустриальных центров в пределах последнего, в частности, Рурского бассейна.

Следующая зона, названная Реногерцинской состоит из складчатых отложений девона и нижнего карбона. Она включает Рейнские сланцевые горы (рис. 2) в широком смысле и горы Гарца; сочетание этих названий и дало термин «реногерциникум». Следующая зона, названная Саксотюрингской, сложна отложениями от кембрия до нижнего карбона. Название «Саксотюрингикум» обязано тому, что типичные формации этого возраста развиты в Саксонии и Тюрингии. Северная часть этой зоны содержит отложения, претерпевшие региональный метамор-

¹ Автор, как и большинство немецких геологов, понимает под орогенезом не столько горообразование, сколько складчатые и разрывные деформации (Ред.).

² Средний и верхний карбон — в советской литературе (Ред.).

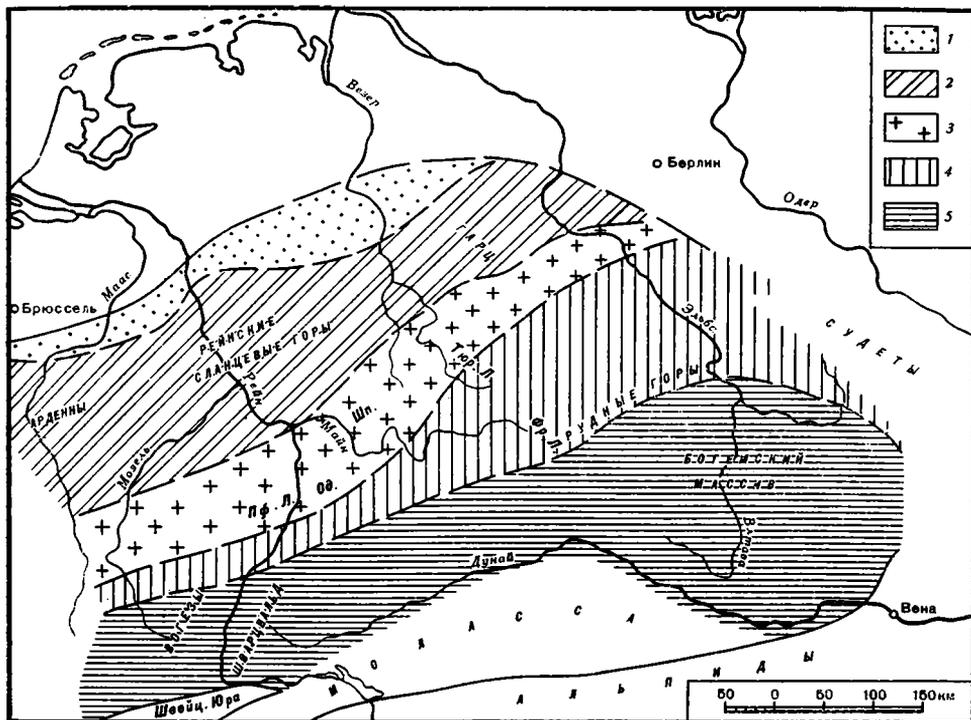


Рис. 1. Районирование варисцид Средней Европы (в основном по Ф. Космату) [20]
 1 — молассовый краевой прогиб; 2 — Реногерцинская зона; 3 — Среднегерманское поднятие; 4 — Саксотюрингская зона; 5 — Молданубская зона. Буквы на рисунке: Фр. Л.— Франконский Лес; Од.— Оденвальд; Пф. Л.— Пфальцкий Лес; Шп.— Шпессарт; Тюр. Л.— Тюрингский Лес

физм. Ф. Космат предложил для этой подзоны название «Среднегерманское поднятие». Представляется, что первичным материалом этих метаморфических образований послужили породы примерно того же возраста, что и слагающие неметаморфизованный Саксотюрингикум [12, 16].

Следующая зона, слагаемая различными сериями пород кристаллического фундамента, главным образом гранитами и другими плутонитами, получила название «Молданубикума» от протекающих по ней рек Влтавы (по немецки Молдау) в Чехословакии и Дуная (латинское Данубикум) в ФРГ и Австрии. Следует добавить, что варисские складчатые комплексы имеют распространение также в Альпах и Караванке [6].

Г. Штилле предложил теорию разрастания континентов путем их последовательного наращивания одними орогенами за другими [23]. Древнейшую часть, ядро Европейского региона, представляет Восточно-Европейская платформа, состоящая из кристаллического фундамента докембрийского возраста и полого лежащего нескладчатого чехла (в частности, раннепалеозойского возраста). Это ядро окружено складчатыми площадями каледонской эпохи орогенеза. Южнее следует область варисского орогенеза. В конечном счете это разрастание завершилось альпийским орогенезом в мелу и раннетретичное время. Такова была идея Г. Штилле о развитии Европы как континентальной массы. Но можно предположить, что процесс разрастания континента был более сложным. Мы должны констатировать, что область варисской складчатости должна подстилаться субстратом, состоящим из складчатых ка-

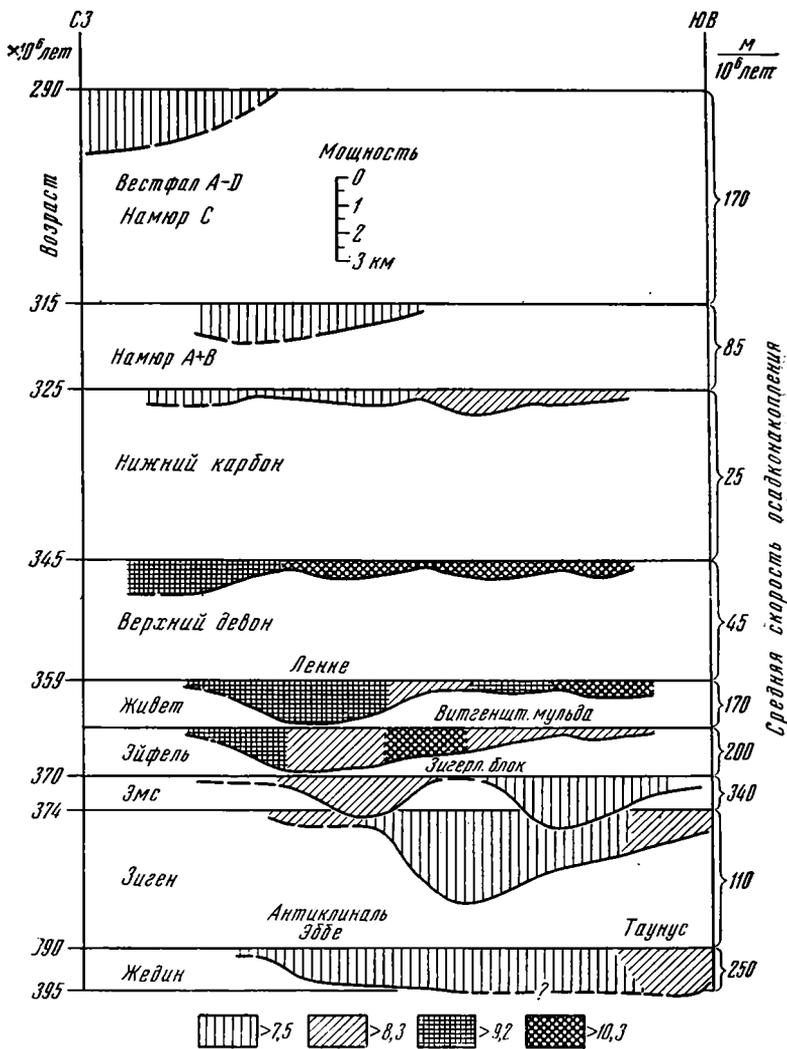


Рис. 2. Реконструкция разрезов северо-западного простирания через геосинклиналь Рейнских Сланцевых гор (по [5]). Разные штриховые знаки отражают содержание в % K_2O в иллите глин или сланцев

ледонских или более древних (кадомского — ассинтских)³ континентальных образований. Это позволяет заключить, что европейские варисциды возникли на континентальном основании и нет признаков, что морские палеозойские отложения подстилаются океанской корой. С другой стороны, я думаю, что никто не может представить доказательства существования настоящей зоны субдукции в наших варисцидах. Поэтому С. К. Мэтьюз [13] высказал мнение, что последние в большей или меньшей степени могут служить примером внутриплитной тектоники.

Если представление о том, что наши варисциды представляют собой ороген на континентальной коре, справедливо, следует думать, что существуют механизмы, которые способны мобилизовать ранее консолидированную часть коры. Г. Штилле предположил, что такой процесс мобилизации имел место в конце докембрия — альгонкское раздробление

³ Или байкальского, по советской геологической терминологии (Ред.).

(Algonkischer Umbruch). Он вынужден был думать таким образом, ибо был одним из приверженцев теории постоянства континентов и океанов в модифицированной форме. Он предположил, что альгонкское раздробление породило подвижные пояса в пределах континентальных зон. Эти континентальные зоны были консолидированы в докембрийские эпохи орогенеза и метаморфизма. Эти новообразованные подвижные пояса были способны превратиться в геосинклинали и затем в новые орогены.

В последние годы некоторые ученые пытались объяснить тот факт, что варисский орогенез проявился в области с континентальной корой, фундаментальными идеями тектоники плит. Так, немецкий геолог К. Шмидт предположил в 1977 г., что варисский тектогенез проявился в регионе, который был подразделен на микроконтиненты в основном докембрийского происхождения и пересечен крупными линеаментами [22]. Этим и объясняется большая сложность продуктов варисского тектогенеза.

Г.-Ю. Бер [2] усмотрел причину всех этих осложнений в расположении наших варисцид в поле воздействия трех плит: Североамериканско-Гренландской, Восточно-Европейской и Африканской. Он отметил невозможность четкого регионального подразделения Европы на кадомские (ассинтские), каледонские и варисские зоны. Он рассматривает наши варисциды как широкое поле складчатости от позднепротерозойского до палеозойского возраста, в пределах которого произошли регенерация и омоложение древней коры. Другие авторы считают наши варисциды мегабрекцией, охваченной варисской складчатостью. Все это отличает их, например, от Урала; в отношении этого последнего орогена более или менее достоверно известно, что он образовался в результате коллизии между Европейской и Азиатской (или Азиатскими) платформами. Это могло произойти лишь тогда, когда Европейская платформа была стабилизирована варисским орогенезом, что имело место в карбоне. Поэтому максимум уральского орогенеза приходится на пермь.

Все эти наблюдения и размышления привели некоторых исследователей к выводу, что варисская складчатость в Европе не имела самостоятельного значения. А. Г. Брувер [3] возражает против отдельного выделения в Европе каледонид и варисцид как в пространстве, так и во времени. К. Шмидт [22] пришел к заключению, что варисский орогенез соответствует лишь последнему периоду тектонического мегацикла, который начался еще в рифейское время.

Самой изученной в течение более чем столетнего периода исследований частью средневропейских варисцид бесспорно является Реногерцинникум. В последние 10 лет эти исследования получили мощный импульс благодаря программе, выдвинутой Немецким исследовательским советом (ФРГ). Мне хотелось поделиться здесь некоторыми результатами, полученными при изучении геосинклинального развития Реногерцинской зоны. Эта зона отвечает лишь частной геосинклинали варисской системы. Она не гомогенна, а разделена в свою очередь на частные впадины и поднятия. Реконструированные профили, пересекающие геосинклиналь, показывают, что впадины и поднятия изменяли свое географическое положение во времени. Можно видеть, что дно геосинклинали меняло свой рельеф в различные геологические эпохи. Это было вызвано вертикальными движениями.

Можно восстановить историю геосинклинали с помощью анализа осадконакопления и изучения био- и литофаций различных ее частей. Все это было превосходно изучено геологами и минералогами Гёттингенского университета (ФРГ). Они смогли подразделить историю геосинклинали на три фазы.

Первая фаза — ранний и средний девон, с уменьшением поступления обломочного материала в позднем девоне и прекращением его привноса

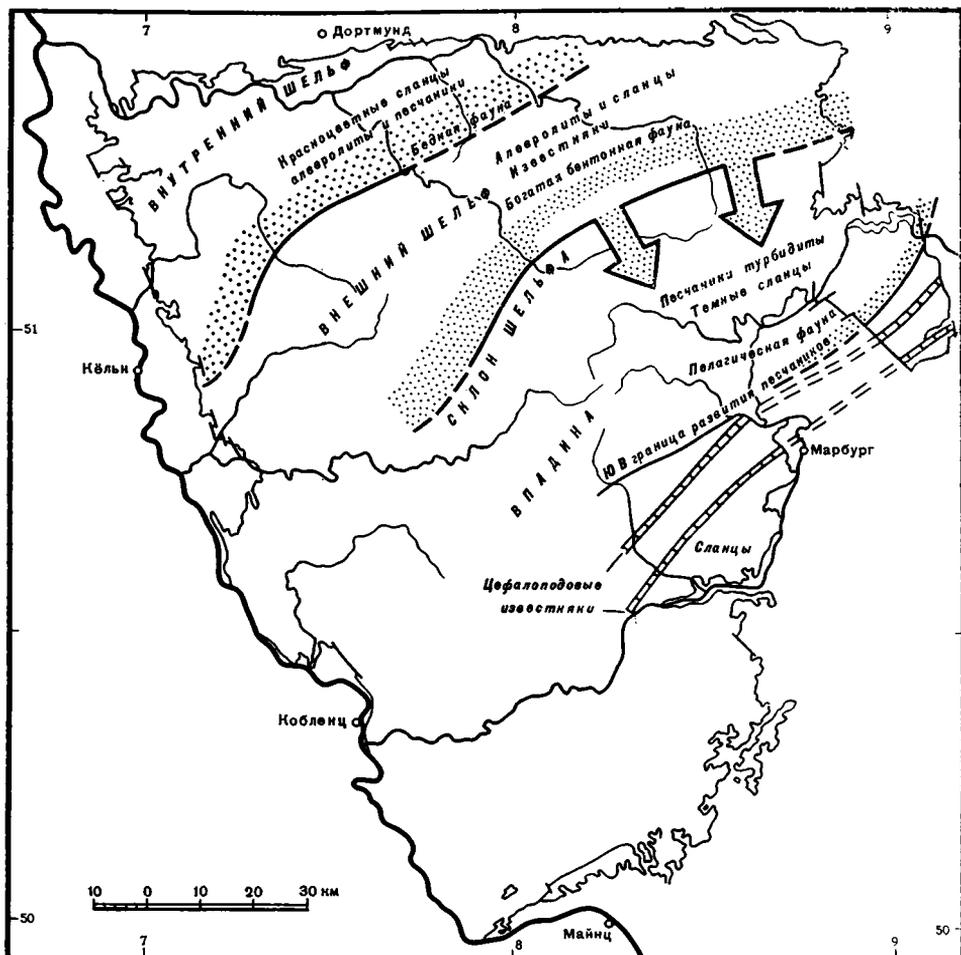


Рис. 3. Палеогеография морского бассейна «Рейнских Сланцевых гор» (восточная часть), средний девон, «эйфельский ярус» (по [7])

в раннем карбоне. В это время значительные массы силикатных обломочных осадков были привнесены в Реногерцинское море с северного континента (континента красного песчаника); при этом дно моря непрерывно погружалось. Результатом было мощное накопление осадков на обширной мелководной области шельфа. Эту толщу осадков правильнее всего рассматривать как каледонскую молассу, и в этом можно видеть еще одно затруднение при разграничении каледонских и герцинских элементов, так как каледонская моласса здесь эквивалентна геосинклинальным отложениям варисской частной геосинклинали.

Другим результатом этих исследований является установление того факта, что граница пелитовых — пелагических фаций мигрирует во времени все больше и больше на северо-запад (рис. 3). В раннем девоне большая часть восточных Рейнских Сланцевых гор была занята неритовыми фациями. В среднем девоне на значительной площади неритовые фации сменяются пелагическими, как можно видеть на нашем рисунке. Это отступление фашиальной границы происходит прерывисто и медленно, со скоростью около 0,5 см/год. Оно означает постепенное ослабление привноса осадков со стороны континента древнего красного песчаника.

Вторая фаза: фаза застоя (стагнации) без погружения. Более или менее нормальное состояние коры. Пелагические отложения конденси-

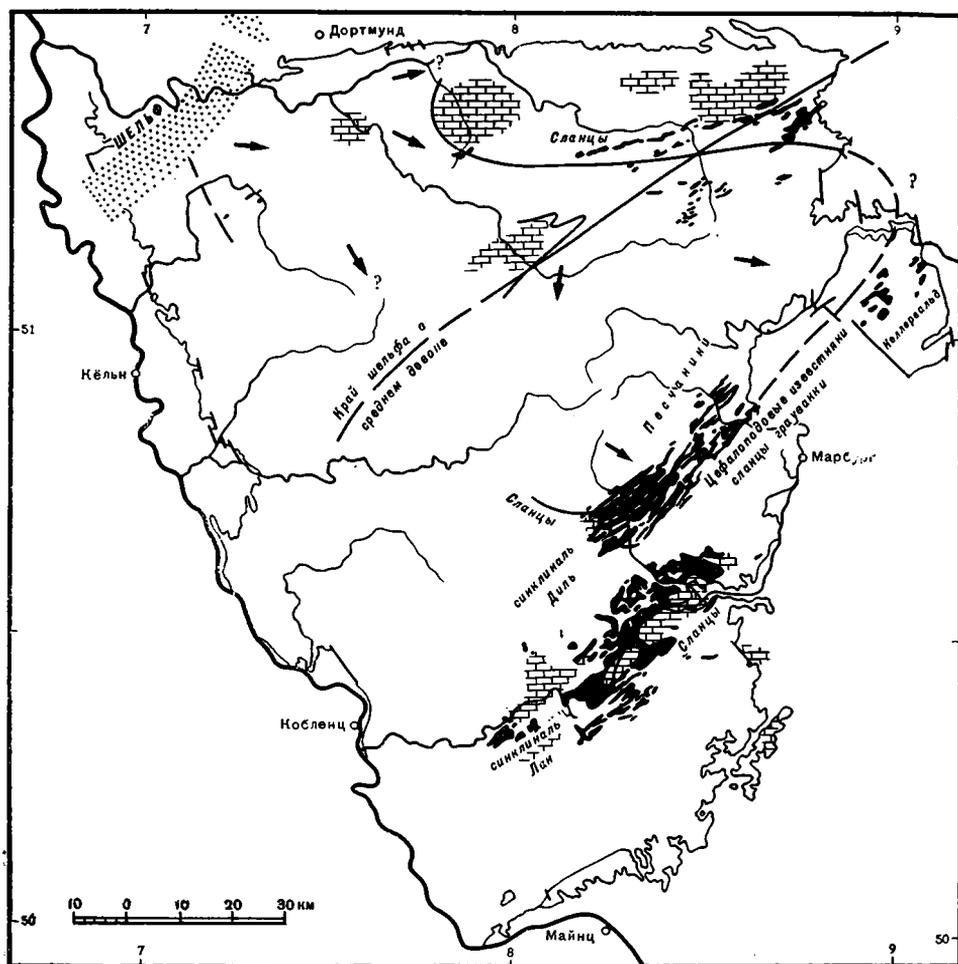


Рис. 4. Палеогеография морского бассейна «Рейнских Сланцевых гор» (восточная часть), верхний девон, «неденский ярус», низы фамена (по [7]). Черной-заливкой показаны вулканы базальтового состава (живет — визе), «кирпичиками» — рифы живетского — франкского возраста, существовавшие в виде подводных поднятий

рованы. В некоторых местах эта фаза начинается в раннем девоне, параллельно с накоплением каледонской молассы, но в более широком масштабе она проявляется в среднем девоне и доминирует в позднем девоне и раннем карбоне (рис. 4). Неритовые осадки только на северо-западе. Характерно развитие крупных рифовых комплексов и базальтовый вулканизм. Мутьевые потоки, состоящие из песчаного материала, стекают с шельфа во впадину. Глубина воды была примерно меньше 1000 м.

Третья фаза: обломочная седиментация, в основном турбидиты, поступающие теперь с южного борта бассейна (Среднегерманское поднятие) — варисский флиш. Фаза начинается в девоне, усиливается в позднем девоне и достигает максимума в диканте и намюре. Синорогенная седиментация — преимущественно граувакки. Флишевая седиментация без резкой границы сменяется молассовой. Следует отметить, что флишевый трог или флишевый фронт в карбоне смещается с юго-востока на северо-запад, но это происходит гораздо быстрее, чем миграция границы неритовых и пелагических фаций в девоне. Смещение флишевого фронта связано с процессами орогенеза. Можно видеть, что и складчатость, вероятно, смещается с юго-востока на северо-запад подобно «орогенической волне». Датировки метаморфизма в некоторых пунктах

как будто подтверждают это предположение. Следует, однако, отметить, что речь идет о начальном метаморфизме (менее 350°). Лишь филлиты на юге гор Таунус достигают низкой ступени метаморфизма (400—450° С). Метаморфизм, складчатость и кливаж здесь повсеместно одного возраста. Учитывая это и анализируя датировки, показанные на рис. 6 как цифры в кружках, становится ясным, что орогенической волне понадобилось 30 млн. лет, чтобы пересечь Рейнские Сланцевые горы с юго-востока на северо-запад.

Все эти факты указывают на большие проблемы, связанные с вопросом об орогенических фазах. Как известно, пионером и главным защитником орогенного закона времени и одновременности тектонических фаз был Г. Штилле. Большое число фаз было установлено в пределах варисской эры орогенеза. Они имеют разное относительное значение. Нередко они могут быть выявлены лишь локально. Некоторые фазы были разделены на подфазы. Если мы проанализируем, например бретонскую фазу, которая занимает более значительный интервал времени, чем думали раньше, то мы увидим, что она включает большое число орогенических событий, имевших место в позднем девоне и раннем карбоне. Поэтому некоторые авторы считают, что мы должны изменить наши представления о периодичности тектогенеза в пользу более постепенного процесса.

Другой пример — судетская фаза. Она включает деформации, происходившие после среднего дианта и до намюра включительно. С этой фазой связано завершение геосинклинального осадконакопления в Реногерцинской и Саксотюрингской зонах, но четкое несогласие между геосинклинальным нижним карбоном и посторогенным верхним карбоном в Реногерцинской зоне отсутствует, как мы уже видели, рассматривая границу между флишем и молассой. Возможно, что орогеническая волна началась в эту фазу в южной части Рейнских Сланцевых гор, но отложения передового прогиба в Руре включает вестфал и, следовательно, имеют астурийский возраст. Представляется поэтому что эта орогеническая волна начинается на юго-востоке в судетскую фазу и заканчивается на северо-западе в астурийскую фазу, распространившись через Рейнские Сланцевые горы.

Реногерцинская и Саксотюрингская складчатые зоны характеризуются очень хорошо развитым кливажем (рис. 5). Рисунок показывает профиль вдоль Рейна от Бингена до Бонна. Кроме складок и кливажа здесь существует определенное число разрывов, частично сочетающихся в линейменты. Здесь представляет особый интерес глубина деформаций. Можно полагать, что складки в настоящее время достигают глубины не более 2—5 км, так как на сейсмическом профиле, построенном методом отраженных волн, мы видим уже на этой глубине более или менее горизонтальные отражающие площадки. Это указывает на пологое залегание *S*-поверхностей и особый характер слоистости на глубине. Поведение разрывов на глубине очень различно. Весьма часто мы должны ожидать наличия разрывов с листрическими поверхностями, так что наклон их с глубиной уменьшается. Южная граница Реногерцинской зоны в горах Хунсрюк характеризуется глубинным разломом. Это было установлено нами с помощью глубинной сейсмоки отраженных волн. Система разрывов достигает поверхности Мохо и смещает ее примерно на 2 км.

Кроме складчатости в Реногерцинской зоне имеются надвиги, а в отдельных районах, возможно, и шарьяжи. Последнее было предположено для некоторых районов в южной части Гарца и на юге Рейнских Сланцевых гор. В прошлом году крупный надвиг, возможно шарьяж, был обнаружен нами с помощью глубинной сейсмоки отраженных и преломленных волн в северо-западной части Рейнских Сланцевых гор близ г. Аахена. Здесь на глубине 4—5 км была отмечена очень хорошая

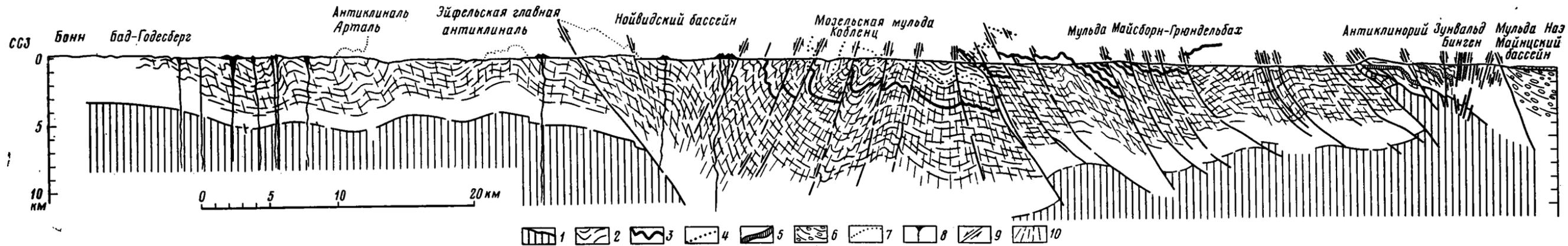


Рис. 5. Геологический разрез северо-северо-западного простирания через долину Рейна от Бингена до Бонна (по [15])

1 — кристаллическое основание, 2 — нижний девон (зигенэмс); 3 — порфиронды — туффиты (нижний девон); 4 — кварциты эмса; 5 — хермесельские слои (нижний девон); 6 — красный лежень (пермь); 7 — третичные образования; 8 — молодые вулканические постройки; 9 — основные разломы и направления перемещений по ним; 10 — кливаж

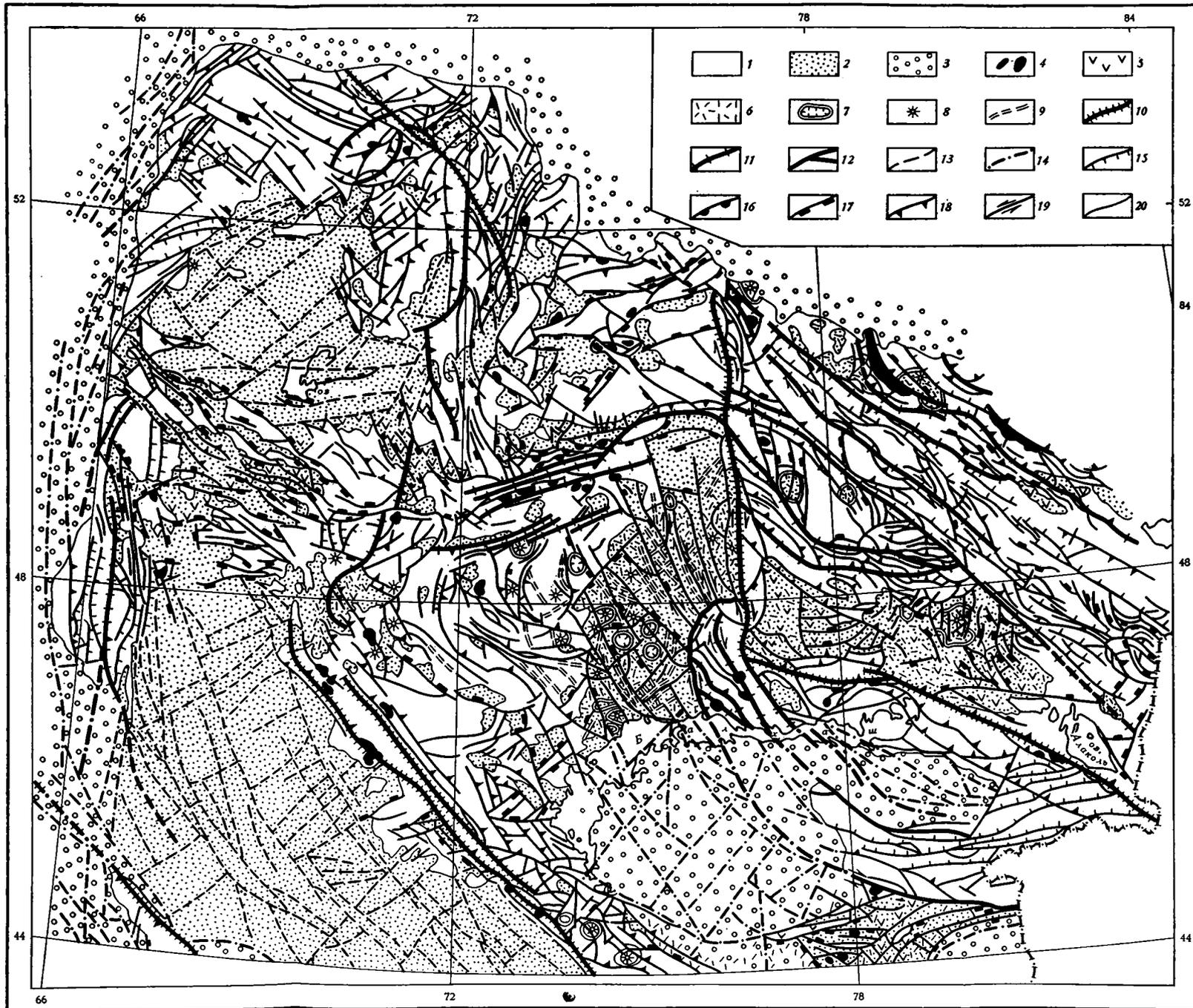


Рис. 1. Карта разрывов земной коры Центрального Казахстана. Условные обозначения: 1 — геосинклинальные формации протерозоя и палеозоя; 2 — молассовые формации среднего и верхнего палеозоя; 3 — платформенные формации мезозоя и кайнозоя; 4 — ультрабазиты; 5 — орогенные эффузивы основного и среднего состава; 6 — орогенные эффузивы кислого и щелочного состава; 7 — вулканические кальдеры; 8 — палеозойские вулканические центры; 9 — дайковые пояса; 10 — глубинные разломы, пересекающие поверхность М; 11 — коровые глубинные разломы; 12 — крупные и средние разрывы; 13 — разрывы в орогенных формациях по геологическим и геофизическим данным; 14 — разрывы под мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом по геологическим и геофизическим данным; 15 — надвиги; 16 — покровы; 17 — сбросы; 18 — взбросы; 19 — сдвиги; 20 — геологические границы

отражающая поверхность, которая протягивается в пределы Аахенской антиклинали, очень сложной чешуйчатой структуры. Сходные результаты были получены в Бельгии, где крупная Динантская впадина надвинута на автохтонную Намюрскую впадину. Причиной этого надвигания должно быть существование стабильного каледонского Брабантского массива. Он играл роль контрфорса, в результате чего передовой прогиб подвергся сжатию между варисцидами на юге и этим каледонским массивом на севере. Подобное же явление хорошо известно в районе Кале, в северной Франции, где девон надвинут на угленосный карбон.

Совершенно естественно, что исследователи время от времени стремятся синтезировать все эти данные в генетическую гипотезу. В итоге можно обнаружить в этом вопросе все течения различных периодов развития тектонической мысли. Так, в частности, из того наблюдения, что в Реногерциникуме преобладает северо-западная вергентность складок, а в Саксотюрингикуме — общая юго-восточная, делается вывод о том, что кристаллическое Среднегерманское поднятие могло служить осью всего сооружения. Отсюда идея диапиризма, выдвинутая Кребсом и Вахендорфом [10, 11].

В последнее время возник вопрос: не могла ли здесь проявиться тектоника плит? К. Шмидт [22] попытался использовать тектонику плит для построения генетической модели варисцид. Он использовал реконструкцию положения мегаплит Евразии, Северной Америки и Африки в раннепалеозойское время, чтобы показать, что каледонский орогенез был вызван коллизией двух северных плит, и попытался показать, что варисский орогенез мог быть вызван явлением коллизии южной и северных мегаплит. Но одновременно он отметил, что реальных зон субдукции в варисцидах Европы неизвестно. Он специально подчеркнул этот факт, так как Буррет в 1972 г. предположил существование двух зон субдукции в районе между Реногерциникумом и Саксотюрингикумом [4]. Следует подчеркнуть, что никто никогда не наблюдал реальных признаков существования зоны субдукции в нашем регионе.

Наиболее поздняя генетическая гипотеза была предложена К. Вебером [27] для Реногерциникума и распространена Г.-Ю. Бером [2] на все Среднеевропейские варисциды. К. Вебер исходит из факта, что все развитие Реногерциникума протекало на континентальной коре; поэтому обычная плитно-тектоническая модель здесь не применима. Он полагает далее, что складчатость в Реногерциникуме затронула лишь самую верхнюю часть земной коры. В нижних частях имеется более или менее горизонтальная структура из большого числа различных поверхностей. Модель Бера — это модель «субфлюенции», в которой субстрат принимается квазижидким и текущим на юг под Среднегерманское поднятие. Соответственно те части земной коры, которые не являются жидкими, должны испытывать сжатие, упираясь в этот кристаллический массив. На другой стороне образуются взбросы с листрическими поверхностями. Эта субфлюенция ответственна и за воздымание самого Среднегерманского поднятия. Воздымание это произошло около 330 млн. лет назад, после чего упоминавшаяся орогеническая волна начала свое перемещение через Реногерциникум, достигнув его северного края около 305 млн. лет назад. В ряде мест в связи с интенсивным поднятием южной части региона возникли тектонические покровы.

Г.-Ю. Бер [2] распространил эту модель на весь комплекс Среднеевропейских варисцид (рис. 6). Варисциды разделены в его модели на различные зоны субфлюенции которые не совпадают с зонами Коссмата. Бер предположил, что направление субфлюенции южное в северо-западной части варисцид и западное или северо-западное в их юго-восточной части. Исходя из этой схемы, для Молданубикума надо допустить особую ситуацию. В этой области, в соответствии с идеей Бера, должны существовать глубинные течения, направленные со всех сто-

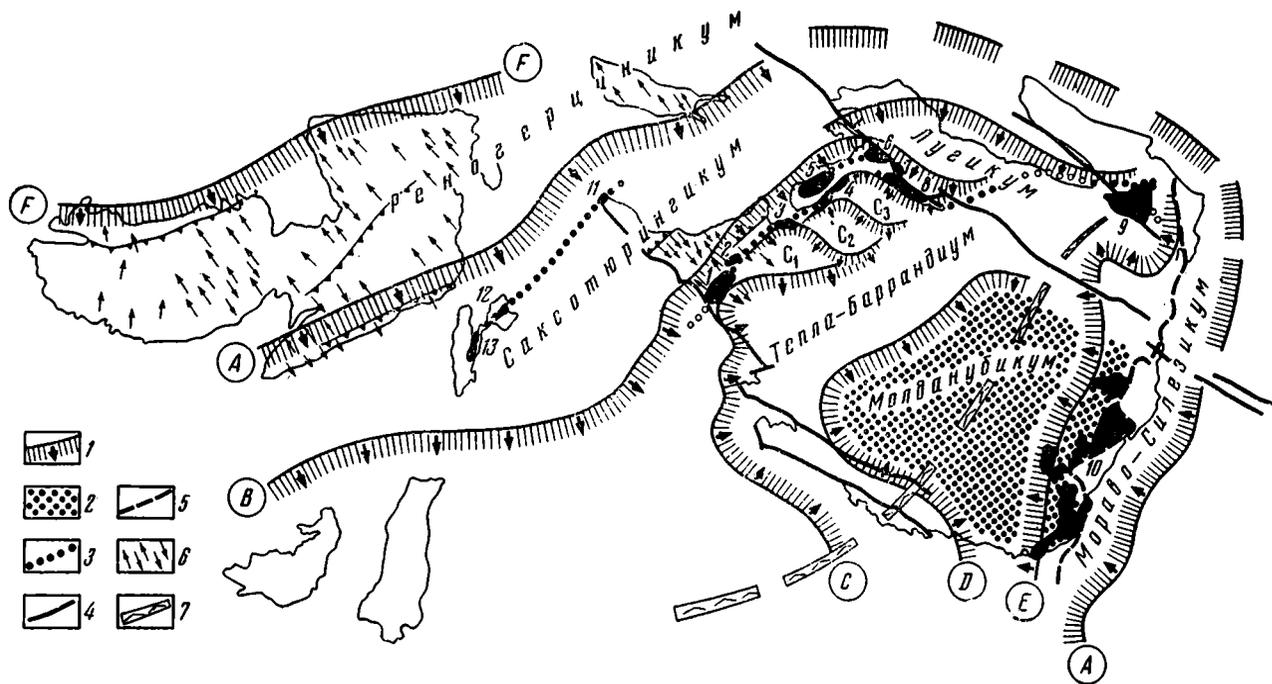


Рис. 6. Предполагаемое положение зон субфлюэнции и ее направления (черные стрелки) в среднеевропейском комплексе основания от позднего протерозоя до вариссийской эпохи (по [2])

1 — предполагаемые зоны субфлюэнции и ее направления в комплексе основания (А — F); 2 — Молданубикум (ядерная зона); 3 — зона с глубинными мilonитами, какиритами, крупными плоскостями скола, срединными массивами и покровами кристаллических пород; 4 — крупные глубинные разломы, параллельные юго-западному краю Восточно-Европейской платформы; 5 — граница Молданубикума и Моравикума; 6 — главные направления вергентности в комплексе Рейнских Сланцевых гор; 7 — ось предполагаемого астенолита

Цифры на рисунке обозначают: Центральносаксонский линеймент: 1 — Мюнхбергский массив; 2 — Хиршбергский гнейс; 3 — Вильденфельзский срединный массив; 4 — Франкенбергский срединный массив; 5 — диапир Гранулитовых гор; по линейменту Эльбы; 6 — кристаллические породы Мершвица; 7 — гнейсы Клоттше-Гроссенхайн; 8 — зона долины Эльбы, гнейс Дечина; 9 — Совьи горы; 10 — покровные единицы юго-западной Моравии — Вальдфиртеля (гранулит — гфёльский гнейс); 11 — кристаллические породы Рула; 12 — Шпессарт; 13 — Оденвальд

рон под нее. Действительно, мы имеем здесь особую геологическую ситуацию, поскольку Молданубикум характеризуется структурой, состоящей из куполов. Это давно и хорошо известный факт, учитывая который австрийский геолог Ф.-Э. Зюсс ввел в 1924 г. для обозначения типа структуры Молданубикума термин «инструзивная тектоника» (т. е. тектоника, возникающая в результате магматических интрузий), противопоставив ее складчато-надвиговой «миграционной тектонике» (Wander-tektonik) других частей варисцид [25].

По мнению Г.-Ю. Бера, варисциды не находились под прямым воздействием тектоники плит. В Средней Европе существовало, однако, поле напряжений, активное в позднем докембрии и палеозое, которое возникло под воздействием движений трех крупных плит — Восточно-Европейской, Северо-Американско-Гренландской и Африканской. Они оказывали дистанционное воздействие на это подвижное Среднеевропейское пространство.

О СТРОЕНИИ КОРЫ СРЕДНЕЕВРОПЕЙСКИХ ВАРИСЦИД

Статически земная кора в Европе обладает мощностью около 30 км, но ясно, что эта мощность изменяется на несколько километров в ту или иную сторону благодаря местным факторам. Рельеф поверхности Мохо не параллелен рельефу поверхности Земли ни в прямом, ни в обратном смысле. Так, поверхность Мохо воздымается под Верхнерейнским грабеном, но погружается под Гессенским трогом. В пределах варисских Рейнских Сланцевых гор нет однообразия в глубине ее залегания, но можно констатировать хорошее соответствие данным гравиметрии. Погружение поверхности Мохо отмечается в районе Парижского бассейна и особенно под Альпийскую область. Можно отметить, что в отличие от Альп поверхность Мохо не выгибается вниз под Рейнскими Сланцевыми горами (рис. 7), частично она находится даже на меньшей глубине.

В последние годы в области варисцид проведено большое число сейсмических исследований. В их задачу входило не только установить глубину поверхности Мохо, но и получить информацию по вопросу о гомогенности или негомогенности коры. Прежде всего следует изложить результаты исследований методом преломленных волн, проведенных П. Гизе [8]. Гизе указывает для Реногерциникума сравнительно простую структуру коры средней глубиной Мохо в 28—29 км, причем, по его данным, хорошо выраженный внутрикоровый раздел в смысле раздела Конрада здесь отсутствует. Только в южной части Реногерциникума, в горах Хунсрюк, эти соотношения несколько усложняются. По другую их сторону, в Саксотюрингикуме, средняя глубина Мохо составляет, видимо, 29—31 км. Здесь отмечается выраженный внутрикоровый раздел на глубине около 20 км. Для Молданубикума П. Гизе устанавливает мощность коры около 34 км в районе Баварского Леса. Он отмечает, что мощность коры должна возрастать до 40 км в направлении центральной части Богемского массива. Некоторые профили преломленных волн указывают на возможность наличия внутрикорового раздела. Надо, однако, сказать, что в этой области пока остается еще много неясного.

Исследования методом отраженных волн, проведенные группой, которую имеет честь возглавлять автор, а также рабочей группой университета в Карлсруэ, показали, что в Рейнских Сланцевых горах очень сильные отражения получаются с глубины 28—30 км [18]. Наблюдается, однако, их затухание в районах молодого вулканизма (например, Вестервальд, Фогельсберг). Сильные отражения с глубин 10—22 км отмечены в районе Среднегерманского поднятия и в северо-западной части Рейнских Сланцевых гор. Удивительно, что эти отражения достаточно четко видны и в упомянутых молодых вулканических районах. Слабые отражения с этой глубины отмечаются в северо-восточной и южной

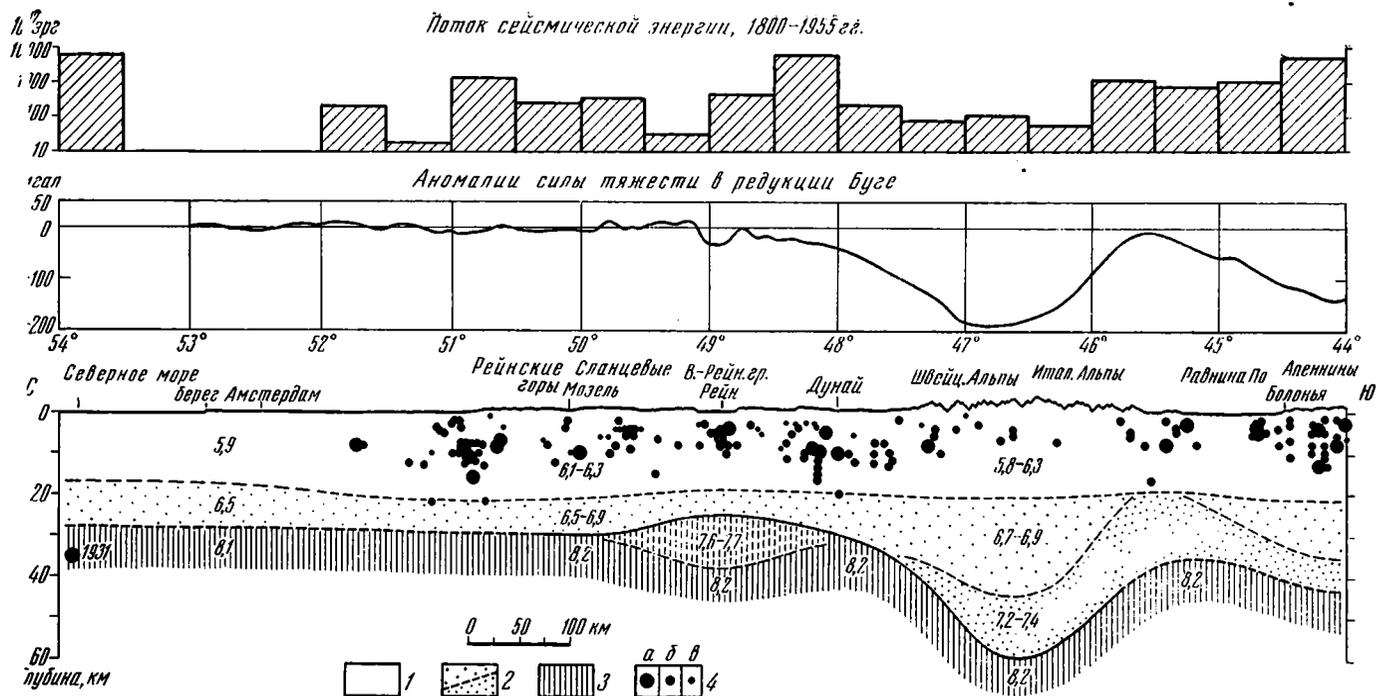


Рис. 7. Геофизические разрезы от Апеннин — Италии до Северного моря (по [1]). Вертикальный масштаб в 4 раза превышает горизонтальный. Цифры на нижнем разрезе — скорости продольных волн в км/сек

1 — верхняя кора; 2 — нижняя кора; 3 — мантия; 4 — очаги землетрясений (с магнитудой: а — $M \geq 5,0$, б — $M = 4-4,9$, в — $M \leq 3,9$)

(Хунсрюк, Таунус) частях Рейнских Сланцевых гор. Несомненно, однако, что это не окончательные результаты, так как пока отсутствуют полевые данные по обширным районам отдельных частей варисцид.

Хорошее представление о коре и ее дифференциации в Рейнских Сланцевых горах дают профили. Отдельные зоны с характерными для них скоростями сейсмических волн разделены хорошими отражающими поверхностями. Представляется вероятным, что эта дифференциация обязана различиям в минералогическом составе пород. Особенно интересно, что под районами молодого вулканизма только поверхность Мохо нарушена, в то время как кора выше Мохо остается, по-видимому, ненарушенной. Наши исследования вдоль южного края Реногерциникума с помощью сейсмики отраженных волн дают весьма дифференцированную картину строения коры. Следует отметить, что отражающие поверхности распределены по разрезу коры неравномерно. Значительное число площадок видно выше поверхности Мохо и более слабый максимум на уровне раздела Конрада. Это скопление отражающих площадок выше Мохо было обнаружено немецким геофизиком Р. Мейснером [14] в различных районах ФРГ 15 лет назад. Он назвал эту зону расчлененным комплексом. Р. Мейснер полагал, что она указывает на присутствие прослоев с квазижидким расплавом. Подобные наблюдения навели меня несколько лет назад на мысль, что такие полого залегающие отражающие поверхности могут выполнять важную функцию в механизме движений земной коры [17]. Они, возможно, допускают горизонтальное скольжение на километровые расстояния, благодаря которым более или менее жесткая кора способна испытывать дифференциальные внутренние перемещения. Принимая подобный механизм, можно понять, каким образом подкоровые движения (субфлюенция, конвекционные ячеи и др.) трансформируются в складчатость и разрывы в верхней части коры. В некотором смысле поверхности такого характера служат механическими трансформаторами.

В отличие от этих довольно грубых данных относительно глубинной структуры мы имеем гораздо более точные наблюдения относительно самой верхней части коры. Хорошим примером может быть профиль вдоль глубокой долины Рейна между Бингеном и Бонком (см. рис. 5), составленный В. Мейером и И. Стетсом [15]. При этом ясно, что лишь верхний километр этого профиля достаточно достоверен, поскольку он наблюдался непосредственно или мог быть построен по обнажениям. Более глубокие части профиля представляют собой результат комплексирования известных мощностей отложений, данных бурения и др. Не очень достоверным и в основном результатом интерпретации является определение положения в каждом случае поверхности фундамента. Однако абсолютно доказан факт, что поверхность кристаллического фундамента обладает значительным рельефом и, например, опускается на несколько километров в пределах очень сложно построенной Мозельской мульды (синклинория). Нет сомнений, что это прогибание и сжатие не были независимы друг от друга. Об этом говорит вергентность поверхностей кливажа и надвигов. Так, кливаж образует веер, раскрывающийся вниз.

С другой стороны, авторы профиля, как и другие исследователи, полагают, что складчатость в Реногерциникуме достигает в основном современной глубины в 5 км. Это один из предметов современных споров между отдельными группами геологов и минералогов. Вопрос состоит в том, только ли самая верхняя часть коры или ее более значительная часть, или, возможно, вся кора была деформирована варисским орогenezом. Альтернативным предположением может быть предположение о том, что варисский тектогенез является процессом, который по-разному проявился в различных частях коры. Это то, что мы называем «штоткверковой (или ярусной) тектоникой». В докладе, прочитанном на съезде

Германского геологического общества в Аахене (ФРГ) в 1978 г., петролог Г. Фолль высказал мнение [26], что кора Реногерциникума обнаруживает непрерывность метаморфизма и деформаций от девонских отложений на поверхности до мигматитов на глубине. По его мнению, все эти явления обязаны герцинскому орогенезу.

Исследования Г. Фолля очень интересны тем, что он основывался на результатах изучения около 1000 ксенолитов из двух пунктов в горах Эйфель. Эти ксенолиты были вынесены вулканическими взрывами в четвертичное время. Результаты исследований привели Г. Фолля к выводу, что кора Реногерцинской зоны может быть построена следующим образом, начиная с поверхности: девон 5 км, филлиты 5, слюдяные сланцы 10, гнейсы и пигматиты 10, породы гранулитовой фации 0—5 км. Ниже должна залегать мантия с дунитами и перидотитами различных типов. Согласно Г. Фоллю, в девоне можно наблюдать одну складчатость и один кливаж. В филлитах добавляется вторая складчатость и второй кливаж. Слюдяные сланцы испытали три или четыре складчатости и последующие деформации. Между толщами сланцев и гнейсов нет резкой границы, но между гнейсами-мигматитами и гранулитами существует скачок метаморфизма. Для гранулитов Г. Фолль допускает каледонский возраст и предполагает, что интересно, их слоистую структуру. Она может состоять из слоев основного (и, возможно, также ультраосновного) и кислого состава гранулитовой фации, которые испытывают региональные изменения мощности. Это, возможно, то же самое, что мейснеровский расслоенный комплекс непосредственно выше поверхности Мохо.

В согласии с идеями Г. Фолля геофизические исследования показывают, что в интервале между поверхностью и глубиной 10—12 км не существует сколько-нибудь заметных несогласий. На этой глубине Фолль определил существование нерезкого перехода к более плотным породам. Это примерно соответствует положению раздела Конрада. Г. Фолль полагает, что в горах Эйфеля с варисского времени было эродировано порядка 4000 м пород. В Шварцвальде гнейсы, возникшие на глубине около 30 км, ныне выступают на поверхности, а раздел Мохо находится в настоящее время также на глубине 30 км. Следовательно, во время образования гнейсов поверхность Мохо должна была залегать на глубине 60 км. Это может быть причиной того, как полагает Г. Фолль, что в Шварцвальде развиты граниты, а в Эйфеле они отсутствуют. Однако предположение о первоначальной 60-километровой мощности коры мало приемлемо, особенно принимая изменения в положении Мохо в направлении палео- и нео-Мохо.

В связи с этим представляют интерес соображения [21] о том, что есть отдельные районы, в которых варисские гранитоиды являются автохтонными; здесь мы в состоянии наблюдать «фабрику гранитов». В других районах варисцид мы наблюдаем начальные фазы миграции гранитов: паравтохтонные гранитоиды. Третью группу составляют аллохтонные, интрузивные гранитоиды. Это позволяет достоверно определить глубину эрозии. Можно видеть, что аллохтонные гранитоиды обычно расположены в периферических зонах варисцид (например, Гарц, юго-западная Англия), автохтонные и паравтохтонные гранитоиды преимущественно в их осевой части (например, Богемский массив, север Испании). Автор предпринимает интересную попытку определить глубину образования различных гранитоидов по минералогическому составу этих пород. Так, предполагается, что в Богемском массиве, в Шварцвальде и Вогезах, относящихся в общем к Молданубикуму, гранитные магмы образовались близ нижней границы коры, во Французском Центральном массиве, на севере Испании и в Армориканском массиве, вероятно, в верхней коре, а в юго-западной части Иберийского полуострова — в нижней коре. Эта попытка определения места зарождения гра-

нитных магм, несомненно, лишь предварительна и нуждается в дальнейшей разработке, но она составляет интересное направление для будущих исследований.

Представляется примечательным тот факт, что в Рейнских Сланцевых горах нет обнажений гранитов на современной поверхности. Поэтому возникает важный вопрос: действительно ли здесь нет гранитных плутонов (как полагает Г. Фолль для Эйфеля) или просто эрозия еще не достигла соответствующего уровня? Было бы удивительным, если бы эти плутониты оказались отсутствующими в Рейнских Сланцевых горах, в отличие от Гарца, где они занимают большие площади. Единственным указанием на возможный плутонизм в глубинной структуре Рейнских Сланцевых гор дают рудные жилы (свинцово-цинковые или сидеритовые). В Гарце свинцово-цинковые рудные жилы, видимо, генетически связаны с гранитными комплексами. Возможно, что в данном отношении справедлива гипотеза Г. Вахендорфа и В. Кребса [11] о том, что тектоническая история и происхождение структуры Рейнских Сланцевых гор обязаны диапиризму. В таком случае следует ожидать, что плутонический материал присутствует в глубинной структуре Рейнских Сланцевых гор. Однако следует отметить противоречивость этой гипотезы Г. Вахендорфа и В. Кребса.

Вернемся к проблеме подразделения земной коры в данном регионе. Недавно Клаус Вебер [27] опубликовал модель коры Реногерцинской зоны, которую он построил, комбинируя обнажения на разных уровнях, а также используя данные бурения скважины Мюнстерланд-1. Эта скважина позволила изучить самую верхнюю часть варисского комплекса, так как была заложена в районе, где этот комплекс перекрыт меловым чехлом. Варисский комплекс здесь не затронут кливажем. Анизотропия пород сильно влияет на характер деформаций, и складкообразование возможно путем проскальзывания слоев или течения. Эта зона простирается в данной скважине до глубины около 4000 м. Ниже происходит постепенный переход к породам, обнаруживающим кливаж. Сначала он затрагивает пелитовые образования, а, начиная с глубины 5500 м, также и песчаные. Следует, однако, думать, что эта информация относительно глубины проявления кливажа может иметь лишь местное значение, так как этот процесс в большой степени зависит от геотермальных условий. Ниже этого этажа деформаций следует зона с кливажем осевой плоскости. В верхней части можно наблюдать только кливаж плейчатости, но здесь нет перекристаллизации листовых силикатов. Еще ниже наблюдается тесное расположение плоскостей кливажа и, если температура подымается выше 300° С, произойдет синкинематическая перекристаллизация листовых силикатов. Значение механической анизотропии резко уменьшается. С вступлением в «филлитовый этаж» можно наблюдать плоскопараллельную синтектоническую деформацию и интенсивную мелкую моноклиналиную складчатость. Этот кливаж (скорее сланцеватость) мог возникнуть, по К. Веберу, в форме субгоризонтальных плоскостей (примеры: метаморфические серии южного Хунсрюка, южного Таунуса, юго-восточного Гарца — зоны Виппра).

Опускаясь еще ниже, мы достигли бы перехода в этаж кристаллического фундамента. Этот этаж не обнажается в Рейнских Сланцевых горах, но мы можем судить о его составе по ксенолитам, вынесенным с глубины молодыми вулканическими процессами. Пологое залегание плоскостей в пространстве указывает на деформацию с дифференциальным скалыванием или крипом вдоль различных плоскостей. Этот тип деформации развивается все больше и больше с нарастающей глубиной, обуславливая переход в зону с интенсивной метаморфической слоистостью, что представляет бесспорное свидетельство течения.

Все это находится в хорошем согласии с результатом наших исследований сейсмикой отраженных волн, поскольку мы могли повсеместно

и в большом количестве наблюдать полого залегающие отражающие площади. Как отмечалось, я считаю, что существование подобных поверхностей способствует горизонтальным смещениям в коре, создавая возможность преобразования движений различной природы, возникающих на глубине, в складчатость, разрывообразование, в том числе в надвиги и др. в верхних частях коры. Часто от групп таких пологих плоскостей отходят взбросы с листрическими поверхностями, разделяющие горное сооружение на отдельные крупные блоки [19].

Г.-Ю. Бер [2] принял эти идеи К. Вебера и подчеркнул, что пространственная непрерывность деформации будет все более возрастать с увеличивающейся глубиной. В отличие от этого фазы деформаций становятся все более эпизодичными лишь выше кристаллического фундамента. Этот фундамент, по мнению Г.-Ю. Бера, начинается с переходом от кливажа осевой плоскости в метаморфическую слоистость и пластическую деформацию. Дальше должна следовать зона с интра- и интеркристаллическим крипом вплоть до течения пород. Метаморфизм охватывает область между «низкой ступенью» в верхних частях и «анатексисом» в более глубоких.

Выводы К. Вебера и Г.-Ю. Бера наилучшим образом совпадают с нашими данными относительно положения очагов землетрясений в Европе. Очаги наиболее сильных землетрясений находятся в верхней части коры (крупная зона), но в общем отсутствуют в нижней ее части (зона крипа). Следует, однако, отметить, что микросейсмсы проявляются и в нижней части так же.

Г.-Ю. Бер подчеркивает, что в фундаменте встречаются проявления всех процессов, которые действовали в любое время. Этому этажу, следовательно, нельзя приписывать какой-то один возраст (кадомский, каледонский, варисский). Это отличается от мнения Г. Фолля, который считает, что структурообразование всей коры, за исключением ее самой глубокой части мощностью 0—5 км (гранулитовый этаж), имеет варисский возраст. Согласно Г. Фоллю, только эти образования гранулитовой фации могли быть созданы более ранним орогенезом, возможно каледонским, но даже они могли быть затронуты и варисским орогенезом. Все, что нам известно о среднеевропейских гранулитах, это то, что они примерно ордовикского возраста и связаны, согласно К. Шмидту [22], с каледонскими событиями (369—482 млн. лет, Rb/Sr-метод). Предполагается, что эти породы превратились в гранулиты в процессе погружения кембро-ордовикских отложений на глубину около 30 км. После этого они были подняты вдоль обширных поверхностей скалывания, которые пересекают разрез верхнепротерозойской-палеозойской коры вплоть до мантии. Таким образом, они оказались способными создать диапировые купола, подобные Гранулитовым горам Саксонии (ГДР). Ясно, что такие поверхности скалывания могут превратиться в надвиги близ поверхности Земли.

В общем мы можем констатировать, что с помощью сочетания тектонических и других геологических методов, путем изучения обнажений, петрологических исследований, применения разведочной сейсмологии и сейсмологии и других геофизических методов мы получаем возможность уже сегодня прийти к более или менее достоверным выводам относительно строения коры в Средней Европе. В настоящее время осуществляется обработка на ЭВМ гигантского объема данных, полученных в результате мегаэксперимента мантийного профиля через Среднюю Европу. Мы надеемся, что этот профиль, пересекающий Европу с запада на восток, даст новые и хорошие результаты в отношении коры и в особенности новые результаты по верхней мантии. Все эти исследования были бы невозможны без финансовой помощи Германского (ФРГ) комитета научных изысканий.

Литература

1. *Ahorner L., Murawski H., Schneider G.* Seismotektonische Traverse von der Nordsee bis zur Apennin.— *Geol. Rundschau*, 1972, B. 61, S. 915—942.
2. *Behr H.-J.* Subfluenz-Prozesse im Grundgebirgs-Stockwerk Mitteleuropas.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1978, B. 129, S. 283—318.
3. *Brouwer A.* Die Europäischen Varisziden als Teilstücke des nordatlantischen Paläozoikumus.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1978, B. 129, S. 557—563.
4. *Burrett C. I.* Plate tectonics and the Hercynian Orogeny.— *Nature*, 1972, v. 239, p. 155—157.
5. *Flehmig W., Schulz-Dobrick B.* Beziehung zwischen Kaliumgehalt der Illite und niedrig-gradiger Metamorphose von Tonschiefern des Rhenohertzynikumus (в печати).
6. *Flügel H. W.* Mesoeuropa und alpines Variszikum.— *Z. angewandte Geol.*, 1978, B. 24, S. 505—510.
7. *Franke W., Eder W., Engel W., Langestrassen F.* Main aspects of geosynclinal sedimentation in the Rhenohercynian zone.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1978, B. 129, S. 201—216.
8. *Giese P.* Die Krustenstruktur der Varistikums und das Problem der Krustenverkürzung.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1978, B. 129, S. 513—520.
9. *Kossmat F.* Gleiderung des varistischen Gebirgsbaues.— *Abhandl. Sächs. geol. Landesamt*, 1927, H. 1.
10. *Krebs W., Wachendorf H.* Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe.— *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, v. 84, S. 2611—2630.
11. *Krebs W., Wachendorf H.* Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge-Abbilder eines orogenen Diapirismus.— *N. Jb., Geol. Paläontol.*, 1974, B. 147, S. 30—60.
12. *Matthes S., Okrusch M.* The Spessart crystalline complex, North-West Bavaria: rock series, metamorphism and position within the Central German Crystalline rise. La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale.— *Coll. internat. CNRS, Rennes*, 1977, № 243, S. 375—390.
13. *Matthews S. C.* Caledonian connexions of Variscan tectonism.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1978, B. 129, S. 423—428.
14. *Meissner R.* Zum Aufbau der Erdkruste. Ergebnisse der Weitwinkelmessungen im bayerischen Molassebecken.— *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, 1967, B. 76, S. 211—254, 295—314.
15. *Meyer W., Stets J.* Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1975, B. 126, S. 15—29.
16. *Murawski H.* Der Spessart als Teilgebiet der mitteldeutschen Schwelle.— *Geol. Rundschau*, 1964, B. 54, S. 835—852.
17. *Murawski H.* Einige Bemerkungen zur Frage des Tiefgangs der Tektonik. *Forsch. Ber. Unternehmen Erdmantel, Dtsch. Forsch. Gemeinsh.*, 1975, S. 328—330.
18. *Murawski H.* Die Grenzzone Hunsrück/Saar-Nahe-Senke als geologisch-geophysikalisches Problem.— *Ergebnisse reflexionsseismischer Tiefensondierungen*.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1975, B. 126, S. 49—62.
19. *Murawski H.* Raumproblem und Bewegungsablauf an listrischen Flächen, insbesondere bei Tiefenströrungen.— *N. Jb., Geol. Paläontol. Mh.*, 1976, S. 209—220.
20. *Murawski H.* Geologisches Wörterbuch. 7. Aufl. Stuttgart, 1977.
21. *Perekalina T. V.* Der Magmatismus des variszischen Europa.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1978, B. 129, S. 543—555.
22. *Schmidt Kl.* Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1977, B. 128, S. 121—141.
23. *Stille H.* Grundfragen der vergleichenden Tektonik.— Berlin, 1924.
24. *Suess Ed.* Das Antlitz der Erde. B. 1. Wien, 1888.
25. *Suess F. E.* Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin, 1926.
26. *Voll G.* Ein Profil durch die kontinentale Kruste der Eifel, zusammengesetzt aus Auswürflingen von Eifel-Vulkanen. Vortrag, gehalten anlässlich der 130. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft (9.—15.10.1978) in Aachen.
27. *Weber K.* Das Bewegungsbild im Rhenohertzynikum. Abbild einer varistischen Subfluenz.— *Z. dtsh. geol. Ges.*, 1978, B. 129, S. 249—281.

Геолого-палеонтологический институт
Университета им. И. В. Гете
Франкфурт на Майне

Поступила в редакцию
25.11.1981

УДК 551.242.3(234.581)

ДЕМБОВСКИЙ Б. Я.

**ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЛЕМВИНСКОГО АЛЛОХТОНА
(ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ПОЛЯРНОГО УРАЛА)**

На основании детальных полевых исследований рассматривается чешуйчатое строение лемвинского палеозойского комплекса, залегающего в виде покрова на разновозрастном елецком комплексе на западном склоне Полярного Урала. Рассматриваются взаимоотношения аллохтонного и автохтонного комплексов, описываются эрозионно-тектонические окна, сложенные известняками елецкого комплекса среди сланцевых толщ лемвинских отложений.

Длительное господство классических представлений о развитии геосинклиналей выработало определенную модель геологического строения Севера Урала. Под эту модель «подбирались» циклы, этапы, фазы магматизма, металлогении, истории развития. Однако фактический материал, обильно поступавший в последние годы при детальных исследованиях масштаба 1 : 50 000¹, не укладывался в общепринятые каноны.

Выдающийся исследователь Полярного Урала К. Г. Войновский-Кригер [1] первый выделил на исследуемой территории два комплекса палеозоя: лемвинский — сланцевый и елецкий — карбонатный. Он высказал предположение об аллохтонном залегании сланцевого комплекса на карбонатном. Его предсказания настолько опережали общий уровень развития геологических знаний своего времени, что не были восприняты большинством геологов, которые продолжали поступающий фактический материал «вгонять» в рамки фиксированных представлений. Они всюду старались найти следы, признаки постепенного перехода елецкого комплекса в лемвинский и всюду сталкивались с дизъюнктивным контактом, который почти всегда классифицировали как сброс или взброс. К. Г. Войновский-Кригер сожалел об отсутствии в Лемвинской зоне эрозионных окон с выходами автохтонных пород елецкого комплекса. Участки таких окон (в частности, в бассейне р. Правой Грубею, р. Молюд-Вож, р. Хароты), где обнажаются породы щугорской и манитанырдынской серий елецкого комплекса ввиду недостаточной детальности работ он относил к качамылькской и молюд-вожской свитам лемвинского комплекса.

Для правильного понимания геологического строения района необходимо было создать геологическую модель развития региона, учитывающую значительные горизонтальные перемещения, и разработать схему стратиграфического расчленения почти «немного» сланцевого комплекса палеозоя. Работами А. В. Пейве, С. Н. Иванова, В. М. Нечеухина, А. С. Перфильева и В. Н. Пучкова [4, 5] такая модель была создана. Начало детального (после работ К. Г. Войновского-Кригера) стратиграфического расчленения лемвинского комплекса было положено В. Н. Пучковым [7], который, опираясь в основном на сборы конодонт в считавшихся ранее немых толщах, значительно уточнил принятую ранее стратиграфическую схему. Однако большинство геологов еще не

¹ Эти исследования нельзя назвать кондиционными геологосъемочными работами масштаба 1 : 50 000, ибо они проводились полистно, на разрозненных территориях, без единой легенды, без аэрофотоматериалов и даже часто без надлежащей топоосновы.

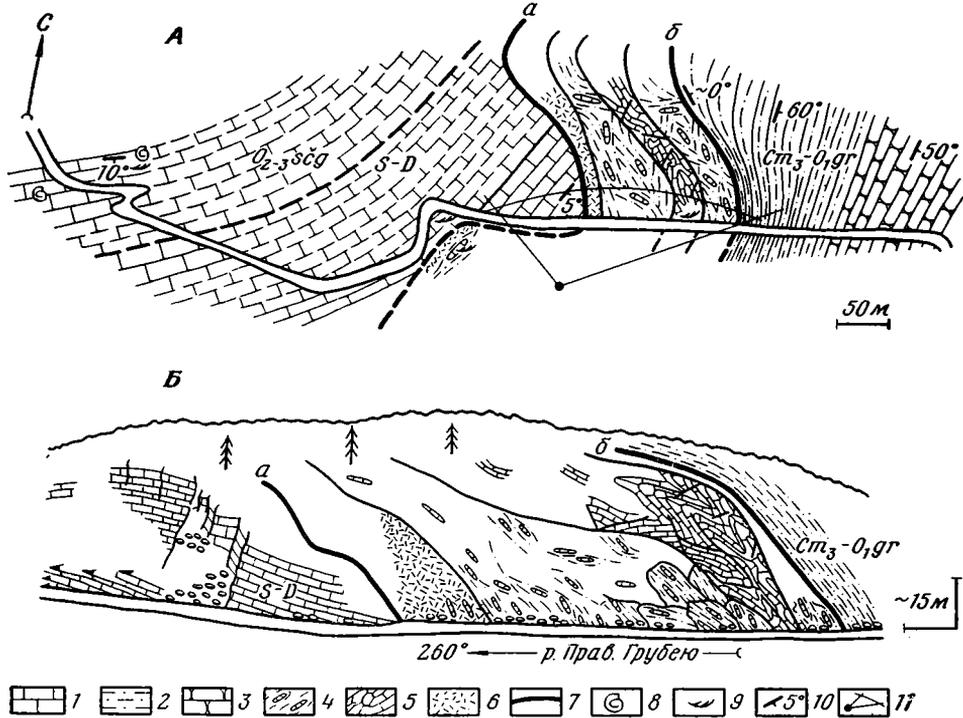


Рис. 1. Геологический план участка на р. Правой Грубею (А) и рисунок по фотографии правого борта р. Правой Грубею (Б)

1 — известняки, песчанистые известняки; 2 — алевролитистые и филлитовидные сланцы; 3 — песчаники; 4 — углисто-глинистые сланцы с будинами известняка; 5 — горизонт интенсивно перемятых известняков; 6 — глина трения с щебенкой известняков и углстых сланцев; 7 — висячее (б) и лежащее (а) крылья зоны надвига; 8 — места сборов фауны брахиопод; 9 — места сборов конодент; 10 — элементы залегания пород; 11 — сектор фотографирования

приняло новую модель геологического строения Урала и продолжает вести исследования без учета значительных горизонтальных перемещений геологических тел.

Лемвинский комплекс палеозоя западного склона Полярного Урала представляет собой батинальные осадки [7] пассивного палеоконтинентального склона, надвинутые на субплатформенные, шельфовые, осадки восточной окраины Русской платформы. Этот комплекс можно рассматривать как единую аллохтонную пластину очень сложного внутреннего строения. В местах разрыва сплошности этой пластины наблюдаются эрозионно-тектонические окна и полуокна с выходами елецкого комплекса.

На р. Правой Грубею, в 5 км выше устья, в эрозионно-тектоническом полуокне на протяжении 2 км обнажаются песчанистые известняки щугорской серии ($O_2-s\check{c}g$), охарактеризованные богатым комплексом фауны: *Hesperorthis sp.*, *Vellamo cf. wesenbergensis* (Pahlen), *Cyclospira sp.*, *Zygospira sp.*, *Lepidocycloides cf. baiciticus* Niciforova, *Asaphus (Neoasaphus) cf. nieszowski* Schmidt., *Asaphus (Neoasaphus) sp. indet.*, *Isotelinae gen. et sp. indet.*, *Stenopareia sp. indet.*, *Telephina sp. indet.* (сборы и определения В. А. Наседкиной).

В восточной части Грубеинского тектонического полуокна на щугорской серии залегают известняки силура — нижнего девона с конодонтами *Belodella sp.*, *Spathognathodus ex gr. Steinhornensis* Ziegler. Известняки щугорской серии и силура — нижнего девона смяты в пологие

складки с углами падения на крыльях 10—20°. С запада и востока в тектоническом контакте с ними находятся алевролитистые и филлитовидные сланцы с прослоями песчаников грубеинской серии ($Ст_3—O_1gr$). Западный контакт обнажен плохо. Восточный контакт представляет собой сложнопостроенную тектоническую брекчию мощностью 150 м (рис. 1). В лежачем крыле зоны тектонической брекчии наблюдается горизонт мощностью до 20 м, сложенный темно-серой, черной глиной трения с включением щебенки известняков и углистых сланцев. Вверх по реке в глинке трения увеличивается количество и размеры обломочного материала. На глинке трения залегает горизонт мощностью 60 м, сложенный углисто-глинистыми сланцами с будинами известняка до 5 см в поперечнике. Горизонт состоит из разноориентированных друг относительно друга блоков с глиной трения мощностью 1—3 см на плоскостях контактов. Размеры блоков достигают 1—2 м. Выше залегает горизонт интенсивно перемятых тонкоплитчатых известняков. В подошве горизонта наблюдается темно-серая глина трения мощностью 5—10 см. В известняках следится интенсивная дисгармоничная складчатость, осложненная разноориентированными дизъюнктивами. Мощность горизонта известняков 22 м. Выше по реке на протяжении 50 м в высыпках и редких коренных выходах наблюдается толща дробленых, рассланцованных известняков и алевролитистых сланцев с явным преобладанием последних. Далее вверх по реке на протяжении нескольких километров наблюдаются выходы мелкозернистых песчаников, алевролитистых филлитовидных сланцев, переслаивающихся между собой и смятых в изоклиналильные складки, относимых к грубеинской серии ($Ст_3—O_1gr$) лемвинского комплекса.

Зона дробления в нижней части обрыва правого берега р. Правой Грубею высотой 50 м падает на восток под углом 50—60°, а в верхней части обрыва угол падения выполаживается до 20—10°. Алевросланцы висячего крыла зоны дробления залегают горизонтально в верхней части берегового обрыва, образуя козырек.

Описанная зона дробления представляет собой фрагмент подошвы Лемвинского аллохтона, осложненный обломками разновозрастных пород как аллохтона, так и автохтона. Обращает внимание резкая дискордантность в характере складчатости аллохтона, смятого в изоклиналильные складки, и автохтона с его пологоволнистой складчатостью.

На правом берегу р. Паги в ее среднем течении можно видеть взаимоотношения кокпельской свиты ($PR_3Сткр$) с перекрывающей ее грубеинской серией (рис. 2). После детального изучения участка с применением горных работ было установлено, что он имеет сложное чешуйчатонадвиговое строение. Чешуя, сложенная метаморфизованными основными эффузивами кокпельской свиты с лежащими на них терригенно-карбонатными породами низов грубеинской серии (погурейская свита $Ст_3—O_1pg$) надвинута по пологому надвику на известняки и известковистые песчаники грубеинской серии. Во фронтальной части надвига наблюдается тектоническая брекчия, сложенная разлинцованными обломками подстилающих известняков, залегающих среди милонитизированных основных эффузивов. Размеры обломков известняка колеблются от нескольких сантиметров до 1,5—2 м. В известняках тектонической брекчии были встречены конодонты раннего ордовика (как и в подстилающих известняках), что позволило ряду исследователей ошибочно отнести толщу вулканитов кокпельской свиты к ордовику.

Расшифровка геологического строения района р. Паги позволяет увидеть нормальные и тектонические взаимоотношения между грубеинской серией и кокпельской свитой, а также сложное чешуйчатонадвиговое строение Лемвинского аллохтона. Очень важно и установление «бескорневых» доуралид — маломощных чешуй, сложенных кокпельской свитой, не выражающихся в физических полях.

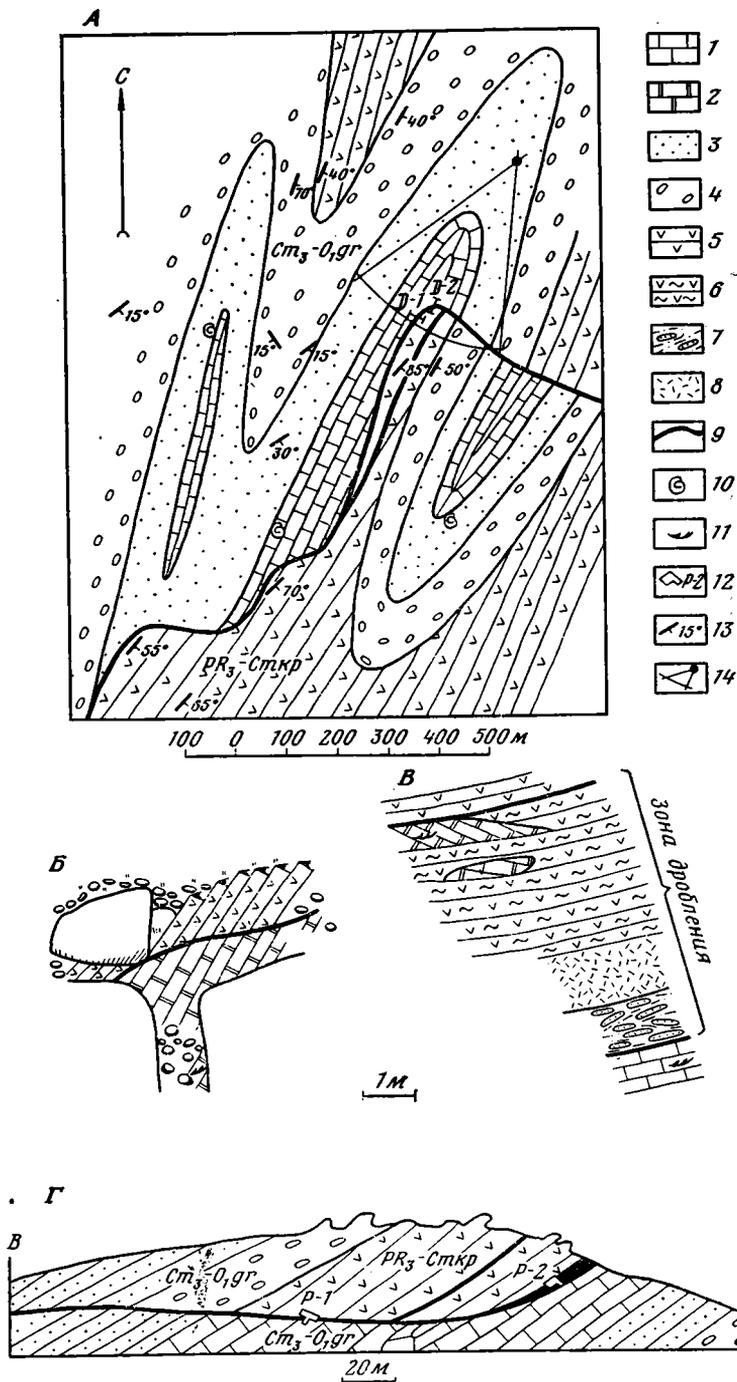


Рис. 2. Геологический план Пагинского участка (А), зарисовка расчистки № 1 (Б), зарисовка расчистки № 2 (В), рисунок по фотографии (Г) (сектор фотографирования нанесен на геологическом плане)

1 — известняки, песчаные известняки; 2 — катаклазированные известняки; 3 — песчаники; 4 — конгломераты; 5 — метаморфизованные основные эффузивы; 6 — милонитизированные основные эффузивы; 7 — разбужинированные песчаники; 8 — глина трения; 9 — зона надвига; 10 — места сборов фауны брахиопод; 11 — места сборов конодонт; 12 — расчистка и ее номер; 13 — элементы залегания пород; 14 — сектор фотографирования

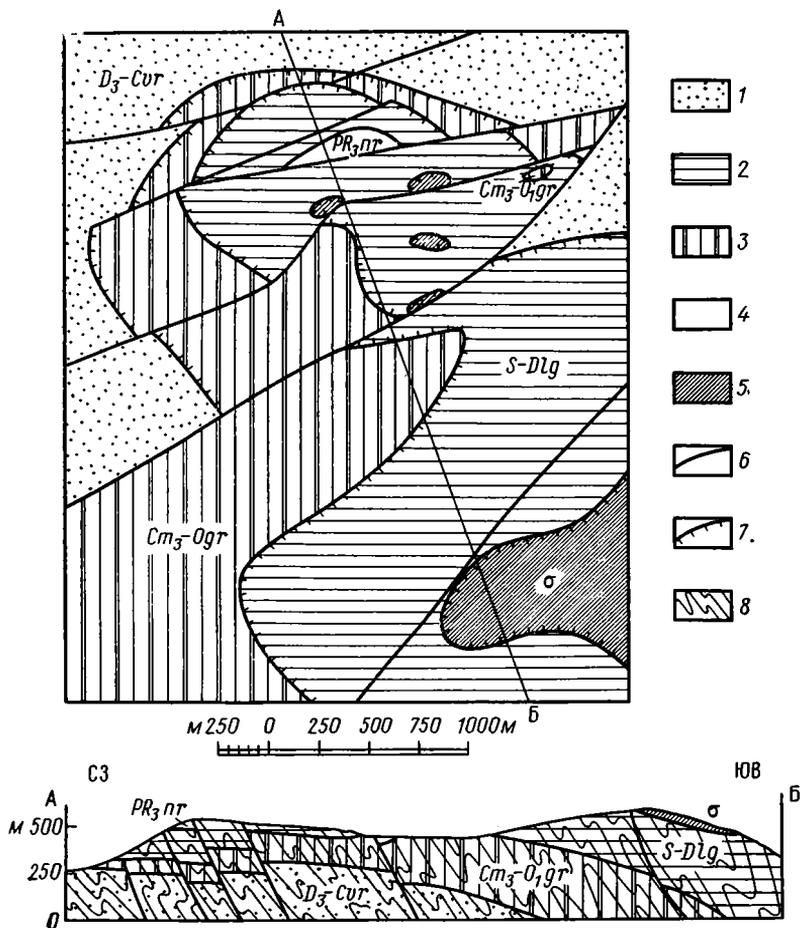


Рис. 3. Схема строения горы Поворотной

1 — воргашорская серия (D_3 —Cvr): гравелиты, песчаники, углисто-глинистые сланцы, прослой и линзы известняка; 2 — лагортинский комплекс (S—Dlg): эффузивы, туфы, кремнистые и глинистые сланцы; 3 — грубеинская серия (Cm_3 —Ogr): конгломераты, песчаники, алевролитистые и филлитовидные сланцы; в нижней части прослой песчаных известняков с фауной; 4 — няроевская свита (PR₃ng): гнейсы и амфиболиты; 5 — серпентинитовый меланж (σ); 6 — взбросы; 7 — надвиги; 8 — характер дислоцированности толщ

В северной части Лемвинского аллохтона, в районе горы Кочпельмыльк в обрывах высотой 10—20 м наблюдается наложение по пологому надвигу песчанистых известняков шугорской серии ($O_{2-3}scg$) на петьчатых известняках харотской серии (S— D_2hr) лемвинского комплекса. Таким образом, в состав пластины Лемвинского аллохтона включается блок, сложенный породами елецкого комплекса.

Наиболее детально пластинчато-надвиговое строение западного склона Полярного Урала изучено в районе горы Поворотная (рис. 3) в верховьях р. Елец, где лемвинский комплекс довольно резко меняет северо-восточное простирание на широтное, облекая с северо-запада и севера гипербазиты массива Рай-Из². Вершина горы сложена гнейсами и амфиболитами няроевской свиты (PR₃ng), залегающими в виде пластины

² Наличие клиппа на вершине горы Поворотной (гора Шлем) впервые было описано А. С. Перфильевым [6]. Нами здесь были проведены детальные исследования с привлечением большого объема горных работ, в результате которых была составлена схематическая геологическая карта масштаба 1 : 10 000 этого участка.

мощностью 30—40 м. Под клиппом няровейской свиты залегает пластина, сложенная эффузивно-осадочными образованиями, относимыми нами к лагортинскому комплексу (S—D) эвгеосинклинальной зоны, впервые выделенному В. Н. Пучковым [8]. Мощность пластины лагортинского комплекса, лежащей почти горизонтально, составляет 100—180 м. Еще ниже залегает пластина, сложенная филлитовидными и алевритистыми сланцами грубеинской серии (Ст₃—О₁gr). Мощность ее в районе горы Поворотная 80—100 м, на юго-восток она значительно увеличивается. Подошва пластины падает на юго-восток под углом 5—20°. Угол падения возрастает в юго-восточном направлении. Подножие горы Поворотной сложено известково-кремнисто-терригенными породами воргашорской свиты (D₃—Cvr). В канавах повсеместно были вскрыты тектонические контакты пластин, представленные зонами добления мощностью 2—4 м. Зоны дробления выполнены черной глиной трения с дресвой и щебенкой сланцев, кремней, песчаников и эффузивов. На восточном склоне горы Поворотная встречено небольшое эрозионное окно в пластине лагортинского комплекса. В окне, представляющем выемку в рельефе диаметром 10—15 м, наблюдаются выходы зеленых филлитовидных сланцев грубеинской серии, пластина которой подстилает пластину лагортинского комплекса. Породы, слагающие пластины, смяты в изоклинальные складки с углами падения на юго-восток 50—70°.

В 2 км юго-восточнее горы Поворотной, слагая «нашлепку» на вершине горы Шлем, на лагортинском комплексе лежит пластина серпентинитового меланжа зоны Хараматолоуского разлома [2] мощностью 30—40 м. Подошва пластины падает на юго-восток под углом 10—15°. Отдельные небольшие клиппы пород серпентинитового меланжа наблюдаются на юго-восточном склоне горы Поворотной.

Основными задачами исследования западного склона Полярного Урала на современном этапе являются: 1) выяснение структурного плана автохтонного комплекса на участках его перекрытия; 2) изучение внутренней структуры и мощности аллохтонного комплекса; 3) геологическое картирование территории.

Решение первой задачи особенно должно интересовать геологов-нефтяников, так как наличие нефтегазоносных структур уже установлено непосредственно перед фронтальным надвигом Лемвинского аллохтона.

Решение второй задачи в равной мере интересует геологов всех направлений. Базируясь на новых представлениях о геологическом строении Урала, необходимо произвести пересъемку территории комплекса геофизических методов и значительного объема бурения.

Литература

1. *Войновский-Кригер К. Г.* Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала.— Сов. геология, 1945, № 6, с. 27—44.
2. *Волович Е. В., Дембовский Б. Я.* Хараматолоуский разлом.— В кн.: Матер. по геологии и полезным ископаемым Северо-Восточной части СССР, сб. 7. Ротапринт. 1972, с. 210—214.
3. *Дембовский Б. Я., Беляков Л. Н.* Надвиговые структуры и проблемы поисков полезных ископаемых на западном склоне Полярного Урала.— Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 5, с. 1192—1195.
4. *Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М., Перфильев А. С., Пучков В. Н.* Тектоника Урала (Объяснительная записка к тектонической карте Урала м-ба 1 : 1 000 000). М., Наука, 1947, с. 120.
5. *Перфильев А. С.* Формирование земной коры Уральской геосинклинали. М.: Наука, 1979, с. 188.
6. *Перфильев А. С.* Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 1968.
7. *Пучков В. Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979, с. 260.
8. *Пучков В. Н.* К стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ Лемвинской зоны (Полярный Урал).— Тр. ИГиГ УНЦ АН СССР, 1978, вып. 135, с. 5—12.

УДК 551.243.4(470.5)

КАЗАНЦЕВ Ю. В.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КАРАТАУ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Каратауский структурный комплекс представляет собой аллохтонный блок пород западного крыла Башкирского антиклинория, продвинутый в послепермское время на край платформы по двум ограничивающим его с запада и востока субпараллельным сдвигам: Ашинскому и Юрюзанскому. Латеральное перемещение при этом осуществлялось по поверхности Каратауского надвига. Складчато-надвиговые дислокации внутри Каратау были сформированы в доартинский период.

Каратауская структура, названная Н. С. Шатским [7] структурным комплексом, включает территорию хребтов Каратау, Ажигардак, гор Воробьиных, Березовых, Дубовой, Веселой, Яшкурт, а также Симскую мульду. Изучению геологии региона посвятили исследования Ф. Н. Чернышев, А. Н. Заварицкий, Д. В. Наливкин, П. Н. Кропоткин, А. И. Олли, Н. Г. Чочиа, С. М. Домрачев, Н. С. Шатский, Б. М. Келлер, В. Д. Наливкин, О. П. Горяинова, Э. А. Фалькова, Н. В. Дорофеев, В. Н. Рябинин, А. П. Тяжева и мн. др. Неудивительно поэтому, что на происхождение структуры и ее внутреннее строение существуют различные мнения. Каждая точка зрения отражает одно из двух направлений во взглядах на характер тектоники Урала в целом. С одних позиций Каратау представляется приподнятым вертикальными разломами блоком основания платформы [7, 5], с других — он рассматривается в виде аллохтона, полого надвинутого на платформу [4].

Структура Каратау представлена несколькими субпараллельными тектоническими пластинами широтного простирания, во фронтальной части которых расположены одноименные антиклинали, сложенные породами верхнего рифея и палеозоя (рис. 1). Нижнепермские отложения непосредственно не участвуют в строении пластин, а выполняют наложенную отрицательную структуру, занимающую центральную часть Каратау, известную под названием Симской мульды. На востоке располагается крупная Сулеймановская антиклиналь, прослеживающаяся в северо-восточном направлении на 50 км и являющаяся пограничной между собственно каратауским комплексом и Башкирским антиклинорием. Породы, слагающие ее северо-западное крыло, особенно интенсивно дислоцированы, раздроблены на отдельные блоки, смешанные друг относительно друга.

Самой северной из пластин является Каратауская, прослеживающаяся через весь комплекс с запада на восток в виде полосы шириной 15—30 км. Надвиг, ее ограничивающий, наклонен к югу под углами 10—12° [3]. Вдоль надвига породы пластины интенсивно деформированы, местами слои их запрокинуты к югу. Подстилают пластину карбонатные отложения артинского яруса нижней перми, слои которых возле надвига приобретают резко крутые (15—25°) углы наклона, тогда как на некотором удалении от него к северу становятся практически горизонтальными. В восточной части перед фронтом пластины присутствуют нагромождения из глыб известняков нижнего и среднего карбона, по всей вероятности, сорванные с подстилающего чехла платформы.

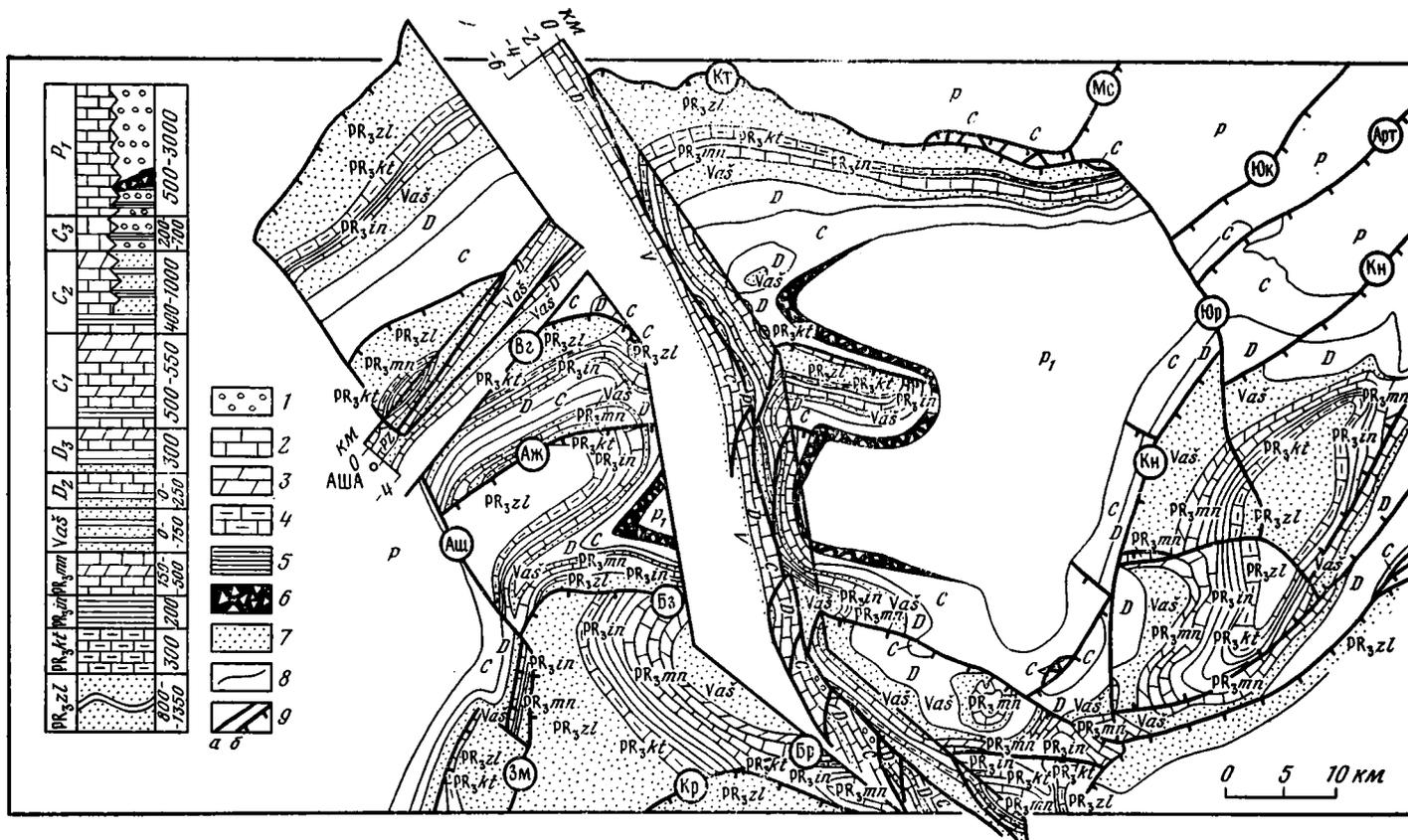


Рис. 1. Геологическая карта Каратау

1 — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои известняков (моласса); 2 — преимущественно известняки; 3 — доломиты; 4 — мергели; 5 — аргиллиты, алевролитистые аргиллиты, сланцы; 6 — глыбовый горизонт (олистограмма); 7 — преимущественно песчаники и кварцито-песчаники; 8 — стратиграфические границы; 9 — тектонические нарушения (а), в том числе с установленным направлением

падения поверхности смещения (б). Буквами в кружках показаны надвиги: Кт — Каратауский, Вг — Воробьиных гор, Аж — Ажигардакский, Бз — гор Березовых, Зм — Зильмердакский, Мс — Месягутовский, Юк — Юкаликулевский, Арт — Артинский, Кн — Казанский, Бр — Бархатный, Кр — Куряжский; и сдвиги: Аш — Ашинский, Юр — Юрозанский

Рифейские и палеозойские образования в лобовой части рассматриваемой структуры образуют антиклиналь, представленную на поверхности лишь сводом и южным крылом, слои пород которого погружаются под углами 6—15°. Ядро складки слагают песчаники зильмердакской свиты, на крыле обнажаются мергели, песчаники и известняки катавской, индерской и миньярской свит верхнего рифея, песчаники, алевролиты и аргиллиты ашинской серии венда, а также известняки и доломиты девона и карбона. Антиклиналь вытянута почти на 60 км, имея ширину 10—20 км. Западная и восточная ее периклинали оборваны разломами.

К югу, в районе Воробьиных гор, выделяются Воробьиногорская тектоническая пластина. Ограничивающий ее надвиг того же названия прослеживается широтно на 60 км от г. Аши до р. Юрюзани и вдоль простирания имеет различные углы погружения к югу. Наиболее пологие (5—8°) падения отмечаются в бассейне нижнего течения р. Нижней Биянки, где выход надвига на дневную поверхность повторяет изгибы рельефа местности. В других местах угол наклона становится более крутым, так как линия надвига трассируется преимущественно прямолинейно, совпадая в целом с простираниями пород в надвинутой части разреза и под надвигом.

Антиклиналь Воробьиных гор, выделяемая вдоль надвига, обнаруживает аналогичное Каратауской строение. Она также представлена в современном плане только сводом и южным крылом, в сложении которых принимают участие те же стратиграфические толщи верхнего рифея и палеозоя. Падение слоев на южном крыле здесь несколько круче, достигая 55°. Ядро структуры, сложенное породами зильмердакской свиты, представлено двумя куполами, соответствующими горам Воробьиным и хр. Кряж. Седловина между ними приурочена к бассейну р. Миньяр в месте впадения в нее р. Нижней Биянки. Вытянута складка в субширотном направлении на 40 км при ширине 5—7 км. Западная периклиналь ее оборвана Ашинским разломом, восточная — скрыта под стратиграфически несогласно лежащей толщей моласс нижней перми.

Ажигардакская тектоническая пластина надвинута с юга на Воробьиногорскую. Линия ее надвигания прослеживается в широтном направлении от южной окраины г. Аши до Пионерлагеря, затем исчезают под молассой нижней перми и появляется вновь уже на востоке, на левобережье Юрюзани, против впадения в нее р. Минки. Судя по прямолинейности ее выхода на поверхность, предполагается что углы погружения надвига на юг более крутые, нежели у Каратауского или Воробьиногорского.

Ажигардакская антиклиналь, расположенная во фронтальной части характеризуемой структуры, вытянута на 22 км в восток-северо-восточном направлении, имея ширину 8 км. В ее сложении принимают участие породы верхнего рифея от зильмердакской до миньярской свит, венда (ашинская серия) и палеозоя (девон, карбон). В отличие от описанных выше структур — Каратауской и гор Воробьиных — в Ажигардакской присутствует северное крыло. Отчетливый антиклинальный перегиб намечается вдоль линии, трассирующейся по северному склону хр. Ажигардак. Свод структуры, выполненный песчаниками зильмердакской свиты, имеет уплощенную форму. Углы наклона слоев в присводовой части колеблются от 0 до 15°. На крыльях падение пород становится значительно круче, достигая 40—55°. Восточная периклиналь описываемой складки короткая и сравнительно крутая, погружающаяся под углами 15—25°, западная — обрезана Ашинским разломом.

К югу от Ажигардакской антиклинали через узкую и сравнительно глубокую седловину слои пород верхнего протерозоя и палеозоя вновь воздымаются, образуя новую структуру, известную под названием антиклинали Березовых гор. Она имеет вытянутую в широтном направлении

форму длиной 30 км. В современном плане обнажено лишь ее крутое (до 55°) северное крыло и часть свода, в котором вскрываются породы зильмердакской свиты. Восточная довольно пологая ($5-15^\circ$) периклиналь структуры прослеживается почти до с. Миндышево (к югу от пос. Кропачево). Западное окончание складки и ее южное крыло оказываются перекрытыми надвигом Березовых гор, поверхность смещения которого погружается к югу. В принадвиговой зоне отмечается интенсивная деформированность пород, выразившаяся в раздроблении их на мелкие блоки, смятии в причудливой формы складки, образовании многочисленных трещин и зеркал скольжения по ним. В надвинутых толщах вблизи разрыва пласты резко меняют свои простирания, углы падения их становятся крутыми, иногда запрокинутыми.

Фронт Березовогорской пластины прослеживается в широтном направлении в районе гор Березовых, Дубовой и верхнего течения р. Гамаза, а начиная с западных отрогов гор Березовых круто поворачивает к югу, приобретает меридиональное простирание. Здесь этот надвиг известен под названием Зильмердакского. В междуречье Ука и Ати он разорван Ашинским разломом так, что его северная часть оказывается смещенной примерно на 1 км к северо-западу. Создается впечатление, что северо-западная часть надвиговой пластины Березовых гор была затянута Ашинским разломом в направлении к Каратау. В этом месте (северные отроги хр. Баскак) в принадвиговой полосе наблюдаются особенно интенсивные деформации пород. По данным Н. И. Синицина и З. А. Синициной, здесь встречаются глыбы зильмердакских песчаников, несущих следы неоднократного тектонического перемещения в виде сложного смятия слоев и раздробления до состояния милонита.

Березовогорская пластина представлена моноклиналию верхнерифейских и палеозойских пород, погружающихся в целом на восток под углами $12-18^\circ$. В ее восточной части выделяется небольшое ($5-6$ км в поперечнике) куполовидное поднятие, в ядре которого обнажаются известняки миньярской свиты, а на крыльях — песчаники ашинской серии и такатинского горизонта эйфеля.

С юга на пластину надвинуты последовательно Бархатная и Курякская надвиговые структуры, представленные во фронтальной части сложными линейными антиклинальными складками, в которых участвуют породы зильмердакской, катавской и инзерской свит. Надвиги, ограничивающие эти пластины в пределах рассматриваемого участка, имеют в целом широтное простирание и южное падение (см. рис. 1).

Описанные антиклинальные складки характеризуются однотипным строением. На поверхности они, как правило, представлены южными крыльями и сводом. Северные же их крылья оказываются погребенными на глубине в результате подвертывания слоев вдоль надвиговых поверхностей в процессе их горизонтального перемещения. Линейная вытянутость пликативных форм, приуроченность их к фронтальным зонам надвигов при согласующемся между собой простирании указывают на генетическую связь между собой складчатых и разрывных дислокаций. При этом очевидно, что первые являются производными от вторых.

Следует заметить, что надвигом затронуты лишь отложения верхнего рифея и палеозоя до карбона включительно. Не участвуют в нем терригенные породы артинского яруса нижней перми, которые несогласно перекрывают аллохтонные структуры. Присутствующий в основании артинского яруса глыбовый горизонт с обломками пород, охватывающих возрастную интервал от нижнего карбона до ассельского яруса перми включительно, свидетельствует о том, что источником сноса служили подстилающие образования, слагающие к тому времени высокие горы. Последние, вероятно, были созданы надвигами путем скупивания и нагромождения друг на друга тектонических пластин.

На востоке Каратау выделяется крупная Сулеймановская антиклиналь, простирающаяся в северо-восточном направлении. В ее строении принимают участие в основном верхнерифейские, вендские и девонские отложения. На периклиналях появляются и каменноугольные породы. Северо-западное крыло Сулеймановской структуры более пологое, нежели противоположное. Оно разбито серией разломов на несколько блоков, смещенных друг относительно друга.

Описываемая антиклиналь надвинута по пологой поверхности на палеозойские осадки Симской мульды. Ограничивающий ее с запада Казанский надвиг прослеживается в северо-восточном направлении на 38 км от нижнего течения р. Катав на юге до устья р. Малояз на севере. В районе с. Козырбака он обрывается Юрюзанским разломом, и его продолжение далее на северо-восток следует уже в 2 км южнее (см. рис. 1).

Центральную часть Каратау занимает Симская мульда, выполненная толщей моласс нижней перми. Эта двухлопастная по форме депрессия осложнена несколькими куполовидными складками субширотного простиранья размером 1—3×3—7 км, закартированными по артинским отложениям. Амплитуда поднятий их, как правило, не превышает нескольких десятков метров.

Намечающаяся зональность в размещении фаций артинского яруса на территории Симской мульды в отличие от Предуральского прогиба выражена не в широтном, а в долготном направлении. Так, на севере мульды развиты преимущественно тонкообломочные терригенные осадки (аргиллиты и мергели с прослоями известняков и реже песчаников). Их мощность по р. Илек составляет 200—250 м. Южнее, на северных склонах хр. Кряж, преимущественно развиты темные мергели, несколько увеличивается количество прослоев песчаников. Мощность пород 300 м. На юге, в районе г. Сима, Ерала и Кропачево, размерность обломочного материала возрастает. Артинский ярус в этих разрезах представлен в основном песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов, ритмично переслаивающихся между собой. Общая мощность достигает 1500 м. Аналогичная смена фаций и возрастание мощностей наблюдаются и в юрюзанско-сылвенской части Предуральского прогиба с той лишь разницей, что в последней она происходит в широтном направлении. Этот факт можно объяснить тем, что структура Симской мульды, а следовательно, и Каратауского комплекса в целом находится не на месте своего начального образования. Она оказалась развернутой поперек по отношению к корневой зоне Башкирского антиклинория, а затем перемещенной в сторону платформы уже в послеоартинское время.

Итак, мы видим, что Каратау представляет собой структуру, ограниченную со всех сторон тектоническими нарушениями. На севере граница проходит по Каратаускому надвигу, на западе и востоке вдоль Ашинского и Юрюзанского разломов, а с юга на подвигах Бархатного и Курякского ручьев. Под Каратау, по данным геофизических исследований, кровля кристаллического фундамента погружается в южном направлении на глубину от 9 до 12 км.

Внутри Каратауский комплекс имеет сложную структуру, сформированную крупными надвигами, стратиграфически перекрытыми субгоризонтально лежащими осадками нижнепермской молассы. Чешуйчатонадвиговая структура Каратау обусловлена действием сил бокового сжатия, в результате которого толщи пород были расчленены на отдельные пластины (чешуи), последовательно надвинутые друг на друга. При этом наиболее тонкие лобовые части их сминались, образуя складчатые формы, т. е. складчатые деформации здесь так же, как и в Предуральском прогибе, подчинены надвигам и представляют вторичные осложнения аллохтонных пластин [4].

Надвиги были сформированы в доартинское время, когда осадочные толщи каратауского комплекса еще находились в составе Башкирского антиклинория, с которым их связывает общность фаций как верхнерифейских, так и палеозойских пород. В дальнейшем, в послеартинское время, по двум субпараллельным разломам — Ашинскому и Юрюзанскому — часть надвиговых пластин западного крыла Башкирского антиклинория оказалась продвинутой далеко в сторону платформы. Фронтальный срыв произошел по поверхности Каратауского надвига. При этом во время латерального перемещения, вероятно, отдельные пластины Каратау отставали, а другие спережали общее движение комплекса. Пермские молассовые отложения, перекрывавшие его сверху, уже участвовали в этих деформациях — мелкая складчатость и малоамплитудные разрывные дислокации фиксируются по западному краю Симской мульды, вдоль границы артинских пород и сложно смятых образований верхнего рифея — палеозоя (рис. 2).

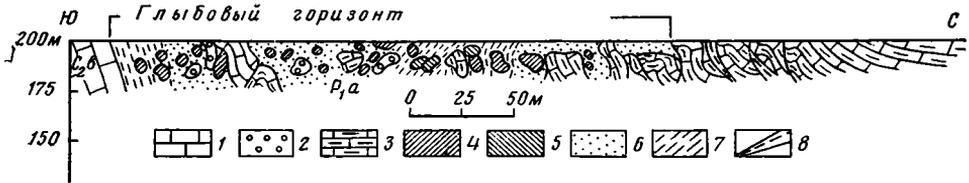


Рис. 2. Характер контакта артинской молассы и известняков среднего карбона западной части Симской мульды (у Симского завода). 1 — известняки нижнего и среднего карбона, 2 — известняки ташлинской свиты среднего карбона, 3 — мергели, 4 — аргиллиты, 5 — алевролиты и песчаники, 6 — цемент псаммитовый, 7 — цемент пелитовый, 8 — зоны тектонических брекчий

Таким образом, Ашинский и Юрюзанский разломы по форме и характеру отвечают обычным сдвиговым деформациям. Эти сдвиги однако не затрагивают подстилающие каратауский комплекс отложения. Представляется, что они оканчиваются на глубине Каратауского надвига. На это указывает отсутствие продолжения Ашинского и Юрюзанского сдвигов к северу, на территории прилегающего Уфимского плато. Платформенные нижнепермские отложения здесь не несут каких-либо видимых деформаций, тогда как вдоль Ашинского сдвига, по западному краю Каратау пластины их нередко задраны кверху или запрокинуты на юго-запад. Южнее горы Аши, на западном крыле сдвига появляются каменноугольные и частью девонские известняки, простирающиеся так же, как и пермские, согласно с линией нарушения. На некотором удалении от Каратау к юго-западу залегание этих пород приобретает обычное субмеридиональное (уральское) простираение.

На восточном крыле Ашинского сдвига субширотные в целом структуры Каратау испытывают поворот к юго-западу вдоль контакта. Изгибу подвергаются не только слоистые пачки осадочных отложений, но и надвиговые поверхности тектонических пластин (см. рис. 1). Зона Ашинского сдвига повсеместно выражена интенсивным смятием, дроблением пород, насыщенностью многочисленными трещинами с зеркалами скольжения, охватывающими полосу шириной 20—200 м [3].

Тектоническая зона Юрюзанского сдвига отчетливо фиксируется в излучине р. Юрюзани, на ее левом берегу, против вершины Янган-Тау. Здесь в соприкосновение с каменноугольными породами, слагающими южное крыло Каратауской антиклинали и простирающимися в северо-восточном направлении, соприкасаются в мергели янгантауской свиты артинского яруса с точно такими же простирающимися слоев. Юрюзанский сдвиг на юго-восток продолжается почти до отрогов хр. Юрмала, где ограничивается поверхностью надвига северо-западного падения (см. рис. 1). Нарушением затронута и Сулеймановская антиклиналь,

южная половина которой оказалась на 0,5—2 км сдвинутой на северо-запад по отношению к северной ее части.

Ашинский и Юрюзанский сдвиги, по всей вероятности, имеют субвертикальные плоскости смещения. Например, скважина 33 Культюбинской площади, пробуренная непосредственно близ Ашинского разлома, на южном склоне хр. Каратау, до глубины 400 м прошла в стратиграфической последовательности разрез от визейского яруса карбона до ашинских отложений венда, не встретив тектонического нарушения.

Урал и Предуралье представляют собой сложную систему крупных шарьяжей и пологих надвигов, последовательно перемещенных с востока в результате мощного бокового сжатия, направленного из геосинклинали [2, 3, 6, 1 и др.].

Вероятно, таким же механизмом обусловлено и образование Каратауского аллохтона. С этих позиций объяснения требует лишь возникновение субширотного положения его на фоне общего субмеридиального простирания основных структур Урала. Если обратиться к геологическому строению Башкирского антиклинория, расположенного непосредственно восточнее, то нетрудно заметить, что часть структур, развитых на его западном крыле, имеет такие же близкие к широтным простирания. В наиболее протяженных из них наблюдается плавное изгибание на этой широте осей складок от субмеридионального направления на юге до северо-восточного и субширотного в северной части. Возникновение деформаций изгиба, обусловленных сложной конфигурацией сопредельного кратона и различной жесткостью отдельных участков его, привело не только к образованию изогнутых структур, но и появлению различных поперечных сколов, по которым под действием давления с востока блоки пород смещались друг относительно друга. Вероятно, так возникли Ашинский и Юрюзанский сдвиги, с помощью которых впоследствии образовался Каратауский аллохтонный блок. Сорванный по поверхности Каратауского надвига он оказался надвинутым на платформу дальше соседних участков. В процессе горизонтального перемещения Каратауский аллохтон деформировал прилегающие с боков образования, иногда сдирая их с основания и нагромождая перед своим фронтом. Максимальное расстояние, на которое оказался перемещенным Каратау (по отношению к Башкирскому антиклинорию), составляет около 40 км, что соответствует длине Ашинского сдвига. По Юрюзанскому разрыву величина смещения была значительно меньше. Объяснить такое положение можно различием сил сопротивления трению на различных участках структуры Каратау, обусловленном литологическими особенностями соприкасающихся пластов, либо различной толщиной Каратауского аллохтона в разных его частях.

Рассмотренные особенности формирования Каратауского структурного комплекса позволяют сделать некоторые выводы.

1. Постелью Каратауского аллохтона служат платформенные отложения, по составу и строению типичные для краевого прогиба. Они представлены осадками рифея и палеозоя вплоть до молассовых серий нижней перми, сохранившихся на отдельных участках.

2. Наличие артинской молассы в составе каратауского комплекса свидетельствует о значительно более широком ее первоначальном площадном распространении, нежели это наблюдается в современном плане, охватывающем территорию всего Башкирского антиклинория.

Сказанное выше позволяет с иных позиций подходить к оценке перспектив района на углеводородное сырье.

Литература

1. *Казанцев Ю. В.* Геологическое строение и нефтегазоносность Бельской впадины Предуральяского прогиба. Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минер. наук, ГИН БФ АН СССР, Уфа, 1974, 21 с.

2. Камалетдинов М. А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных.— Геотектоника, 1965, № 1, с. 106—117.
3. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974, 230 с.
4. Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т., Казанцев Ю. В. Основные вопросы формирования земной коры Урала в палеозое. Уфа: Башкирский фил. АН СССР, 1978, 38 с.
5. Келлер Б. М. Тектоника Уральского Каратау и Казаякской нефтеносной зоны.— Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 20, 1945, вып. 5—6. с. 93—114.
6. Пейве А. В., Штрейс Н. С., Перфильев А. С. и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 9—24.
7. Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Изд-во МОИП. Нов. сер., 1945, вып. 2(6), 130 с.

Институт геологии
Башкирского филиала
АН СССР, Уфа

Статья поступила
21 апреля 1980 г.



УДК 551.243(574.3)

МИХАЙЛОВ А. Е.

**РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА**

Обосновывается блоковое строение земной коры западной части Центрального Казахстана. Выделяются три мегаблока, обладающие автономными чертами развития. Приведено систематическое описание разрывных структур, среди которых выделены главнейшие глубинные разломы, пересекающие поверхность М, коровые глубинные разломы и приповерхностные разрывы.

Устанавливается общая направленность движений земной коры, время заложения и развития разрывов.

До самого последнего времени публикуются схемы и карты по тектоническому районированию складчатого основания Центрального Казахстана, основанные на весьма различном методическом подходе и по этой причине сильно разнящихся по своему содержанию.

Работы, в которых развитие земной коры рассматривается с позиций геосинклинальной гипотезы, делятся на две группы. В первой из них указывается на последовательную миграцию складчатости от периферии к центральным частям области, в качестве которой принимается северная часть западного Прибалхашья. В этом же направлении смещается активность вулканизма и повышается возраст подошвы орогенных формаций (Н. С. Шатский [17], Л. И. Боровиков [5], Б. И. Борсук [6], А. А. Богданов [4], Е. Д. Шлыгин [19]). В работах второго направления основное значение придается блоковому строению развития земной коры. Подчеркивается автономность развития крупнейших блоков (мегаблоков) и существенная роль разделяющих их граничных глубинных разломов (Н. Г. Кассин [11], П. Н. Кропоткин [12], В. Ф. Беспалов [2], В. Ф. Беспалов и др. [3]).

Особенно полно и последовательно представление о блоковом строении земной коры отстаивается в публикациях геофизиков. Уже в первых работах, обобщающих геофизические исследования и выполненных на территории Центрального Казахстана [10], указывается на приуроченность к крупным разрывным нарушениям гравитационных ступеней и смены ориентировки линейных магнитных аномалий. М. Д. Морозов и В. В. Бродовой [14], используя геофизические материалы, выделили несколько «геотектонических блоков», а в 1969 г. Ш. Е. Есенов, М. Д. Морозов и В. В. Бродовой [8], исходя из блокового строения земной коры и опираясь на геофизические данные, предложили схему тектонического районирования Центрального Казахстана.

Автор настоящей статьи поддерживает представления о блоковом строении складчатого основания Центрального Казахстана и автономном развитии мегаблоков, ограниченных системами глубинных разломов. Приведенный ниже обзор разрывной тектоники рассматриваемой территории подтверждает это положение. Помимо упомянутых выше работ автором использованы Тектоническая карта Восточного Казахстана масштаба 1 : 1 500 000 (1969 г.), Тектоническая карта Центрального и Южного Казахстана масштаба 1 : 1 000 000 (1970 г.), Тектоническая карта Казахстана масштаба 1 : 1 500 000 (1971 г.), Карта разломов земной коры

СССР и прилегающих территорий масштаба 1 : 2 500 000 (1980 г.), а также статьи и монографии А. П. Андреева, Н. А. Афоничева, М. К. Бахтева, Н. А. Беляевского, А. А. Борисова, Ю. А. Зайцева, Ю. Ф. Кабанова, В. Я. Кошкина, А. Е. Михайлова, А. В. Пейве, С. Г. Самыгина, А. И. Суворова, Ю. И. Сытина, В. Г. Тихомирова, Е. П. Успенского, А. Л. Яншина и др.

Карта разрывов земной коры Центрального Казахстана приведена на рис. 1. (см вклейку стр. 38). На карте изображены все установленные разрывы большой и средней протяженности с сохранением их морфологии и расположения.

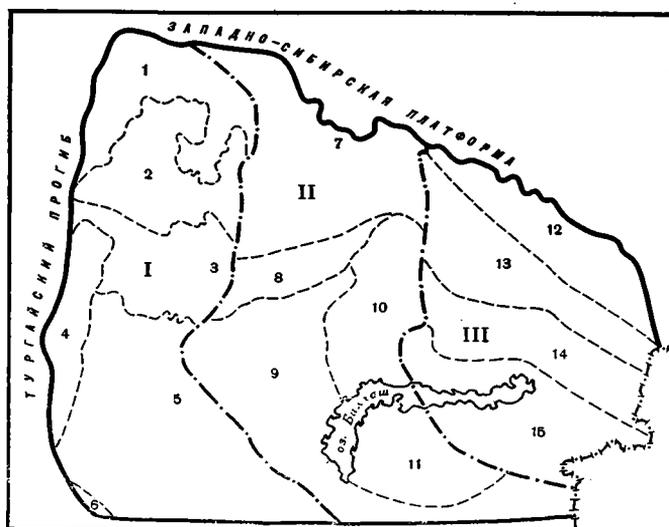


Рис. 2. Схема расположения мегаблоков и блоков земной коры на территории Центрального Казахстана

I. Западный мегаблок: 1 — Кокчетавский массив; 2 — Тенизская впадина; 3 — Сарысу-Тенизское поднятие; 4 — Улутавский массив; 5 — Чу-Сарысуйская впадина; 6 — антиклинорий хр. Каратау. II. Центральный мегаблок: 7 — северный блок; 8 — срединный блок; 9 — Актасский узел; 10 — Токрауская впадина; 11 — Южно-Балхашский блок. III. Восточный мегаблок: 12 — Зайсанский блок; 13 — Чингиз-Тарбагатайский блок; 14 — Алакольский блок; 15 — Джунгарский блок

Изучение разрывных структур позволяет выделить в обнаженной части складчатого основания Центрального Казахстана три мегаблока: Западный, Центральный и Восточный (рис. 2). Западный мегаблок, граничащий с Тургайским прогибом, отделен от Центрального мегаблока поясом крупных глубинных разломов, имеющим на юге северо-западное простирание (рис. 3 — Джалаир-Найманская зона), сменяющееся севернее долины р. Сарысу на меридиональное (Сарысуйская зона). В западном мегаблоке (нередко называемом также Центрально-Казахстанским срединным массивом) окончание главной стадии геосинклинального развития, сопровождавшееся интенсивным гранитоидным магматизмом, совпадает с концом силура — ранним девоном. Более позднее развитие мегаблока характеризуется заложением крупных орогенных впадин (Тенизская, Чу-Сарысуйская) и не менее обширных поднятий (Сарысу-Тенизское). В этих структурах, начиная со среднего девона и до конца пермского времени, накапливались красноцветная и соленосная моласса, карбонатные морские фации, а на незначительных по площади участках средне- и верхнедевонские кислые вулканиты (рис. 4).

Центральный мегаблок отделен от Восточного Центрально-Казахстанским глубинным разломом. Характерные черты этого мегаблока вы-

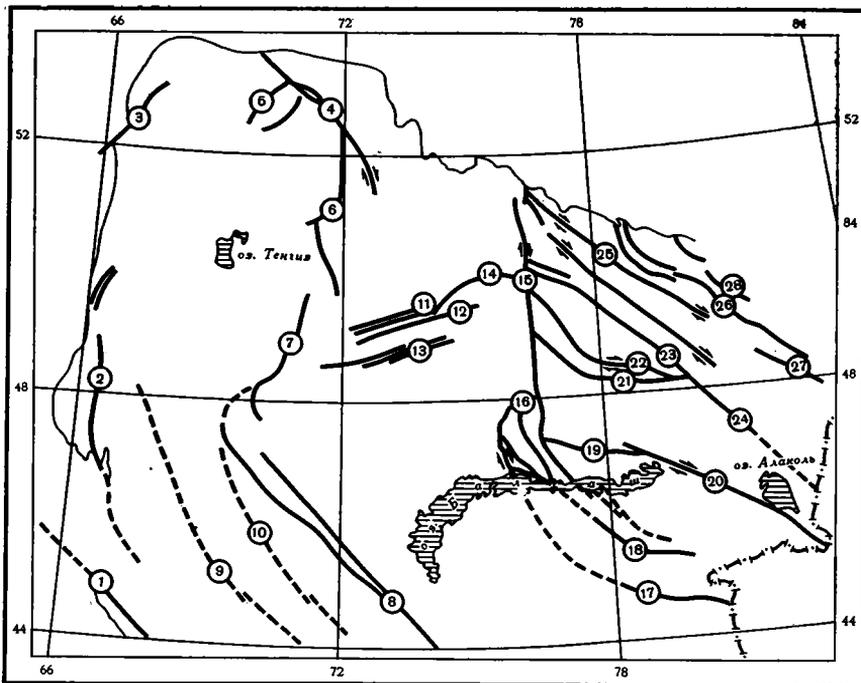


Рис. 3. Схема расположения основных разломов в складчатом основании Центрального Казахстана. Пунктиром указаны разломы, скрытые под верхнепалеозойской молассой и мезозойско-кайнозойским чехлом

1 — Каратауский; 2 — Улутауский; 3 — Улькенкульский; 4 — Барлыкколь-Атанасорский; 5 — Александровский; 6 — Ешкеульмесский; 7 — Сарысуыйский; 8 — Джалаир-Найманский; 9 — Западно-Муонькуньский; 10 — Восточно-Муонькуньский; 11 — Спасский; 12 — Тектумасский; 13 — Успенский; 14 — Карасорский; 15 — Центрально-Казахстанский; 16 — Баткайский; 17 — Южно-Джунгарский; 18 — Сандыктас-Чулакский; 19 — Калмакэмельский; 20 — Алаколь-Джунгарский; 21 — Балхаш-Чингизский; 22 — Акчатауский; 23 — Чингизский; 24 — Чингиз-Джунгарский; 25 — Чингиз-Тарбагатайский; 26 — Горностаевский; 27 — Калба-Чингизский; 28 — Зайсанский

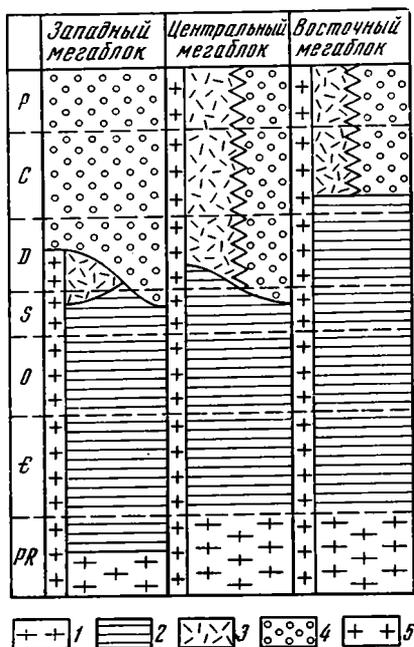
ражены в следующем. Время окончания главной стадии геосинклинального развития, как и в Западном мегаблоке, датируется поздним силуром — ранним девоном, а орогенная стадия продолжается до конца палеозоя. Характер развития земной коры в орогенную стадию в Центральном мегаблоке по сравнению с Западным блоком был существенно иным. На всей территории Центрального мегаблока в среднем и верхнем палеозое помимо красноцветных и угленосных моласс, а также карбонатных толщ, происходила интенсивная магматическая деятельность как в интрузивной, так и эффузивной формах. Сводовыми и глыбовыми движениями в это время были созданы впадины (Токрауская, Карагандинская) и поднятия с мощными толщами вулканитов, усеянными кольцевыми структурами и вулканическими кальдерами. Широкое проявление орогенного кислого и щелочного интрузивного магматизма создают в Центральном мегаблоке особую минерагеническую провинцию, резко отличную от амагматичного Западного мегаблока.

Восточный мегаблок, охватывающий всю территорию от Центрально-Казахстанского разлома до Иртышской зоны смятия, имеет также собственные характерные черты. Главная стадия геосинклинального развития в этом мегаблоке продолжается до второй половины раннего карбона. В более позднее время формировалась лишь красноцветная моласса и обширные поля орогенных вулканитов с крупными кальдерами. Широко в Восточном мегаблоке проявился орогенный интрузивный магматизм, сопровождавшийся продуктивной минерагенией.

Западный мегаблок распадается на несколько блоков, границы между которыми почти повсеместно перекрыты верхнепалеозойскими моласами и могут быть только намечены. Названия блоков и их структурная характеристика давно уже укоренились в литературе и стали общепризнанными. На севере расположен древний Кокчетавский массив, южнее — Тенизская впадина и Сарысу-Тенизское поднятие, на юге Чу-Сарысульская впадина и на юго-западе — Улутавский массив (см. рис. 2).

Рис. 4. Схема сопоставления палеозойских осадочных и метаморфических формаций складчатого основания Центрального Казахстана

1 — гранитно-метаморфический цоколь; 2 — геосинклинальные формации; 3 — пофировая формация; 4 — орогенные формации (нижняя и верхняя молассовые, морская карбонатная, эвапоритовая, угленосная); 5 — гранитоиды



Появление орогенных моласс на территории Западного мегаблока происходило не одновременно. В Ишимской Луке их присутствие устанавливается уже в верхнем силуре. На Сарысу-Тенизском водоразделе и восточнее морские условия, сопровождавшиеся накоплением аспидной и терригенно-вулканогенными формациями, сохранились до среднего девона и только в среднедевонскую эпоху вся территория мегаблока была вовлечена в заключительную орогенную стадию развития. К этому же времени была сформирована структура складчатого основания, принципиально не изменившаяся, хотя и усложненная при орогенном режиме.

В Кокчетавском массиве разрывы выявлены при геологическом картировании и дешифрировании крупномасштабных аэрофотоснимков и имеют преимущественно северо-западную и северо-восточную ориентировку. Наиболее древние из них, обладающие явной тенденцией к кольцевому расположению, находятся в районах, сложенных на поверхности древнейшими архейскими (?) и протерозойскими метаморфическими толщами, и возникли еще в протерозое. Интенсивные движения по этим разрывам происходили и позже, особенно в нижнем палеозое. В это время многие из них служили путями проникновения мелких ультрабазитовых протрузий.

Большая часть разрывов в Кокчетавском массиве образовалась в нижнем палеозое при формировании каледонских складчатых структур. Эти разрывы относятся главным образом к взбросам и надвигам, реже к малоамплитудным сдвигам. Существующие среди них в настоящее время сбросы появились в среднем и верхнем палеозое, в орогенную стадию развития. Следует подчеркнуть крутое положение нижнепалеозойских

разрывов и отчетливо преобладающий их наклон в северо-восточном или юго-восточном направлениях.

В досреднедевонском складчатом основании Тенизской впадины по геофизическим данным и космоснимкам сеть разрывов имеет ту же ориентировку, что и на Кокчетавском массиве. Лишь в юго-восточной ее части намечаются нарушения субширотного направления, параллельные общим контурам впадины. Северо-восточные разрывы очень хорошо обнаруживаются на всех магнитных картах в виде полосового расположения положительных и отрицательных аномалий, а поперечные смещения последних позволяют наметить разрывы северо-западного направления.

На Сарысу-Тенизском поднятии, в средней части Западного мегаблока, разрывы имеют преимущественно северо-западную ориентировку. Далее, к югу, они постепенно разворачиваются до широтного, а затем и юго-западного направления, образуя хорошо выраженный веер. В генетическом отношении нарушения принадлежат к сбросам, нередко ступенчатым или образующим перисто-ветвистые системы. Их появление относится к концу ордовика и силурийскому периодам, но массовое развитие происходило в девоне, а смещения продолжались до конца палеозоя. В результате на поднятии образовалась система чередующихся грабен-синклиналей и горст-антиклиналей, полностью маскирующих более древнюю каледонскую сеть разрывов и имеющих по отношению к ней секущую и перекрестную ориентировку. Рисунок разрывов указывает на явное растяжение земной коры во время их образования, что вполне согласуется со сдвиговыми смещениями вдоль зон глубинных разломов, ограничивающих Сарысу-Тенизское поднятие.

Разрывы Улутавского массива образуют серию меридиональных взбросов с заметной в некоторых нарушениях сдвиговой составляющей. Сместители взбросов крутые с преобладающим восточным падением. Наиболее крупный из взбросов, обнаженный на протяжении более 250 км и прослеженный, по геофизическим данным, далеко на юг, расположен в средней части массива. Взброс сопровождается интенсивным расслаблением и вторичными метасоматическими изменениями пород и появлением мелких протрузий гипербазитов. Главная фаза развития разрывных нарушений Улутавского массива относится к каледонскому времени, однако их заложение более древнее и произошло еще в протерозое. На этом раннем этапе возникали главным образом соскладчатые надвиги, развивающиеся в нижнем палеозое в крупные взбросы. При погружении протерозойских и нижнепалеозойских складчатых толщ Улутавского массива к северу под верхнепалеозойскую молассу разрывы плавно изгибаются к северо-востоку, приобретая отчетливое кокчетавское направление. Продолжение разрывов в южном направлении может быть только намечено по геофизическим данным и космоснимкам, причем выявляется их общий поворот к юго-востоку.

В складчатом основании Чу-Сарысуйской впадины разрывы выявлены только по геофизическим данным и космоснимкам. Их положение вполне уверенно устанавливается по гравиметрическим ступеням и полосовому расположению магнитных аномалий, а также по отчетливому изображению некоторых из них на космоснимках. Намечаются два основных направления: северо-западное и северо-восточное, неодинаковых по своему значению. Более протяженными и крупными являются разрывы северо-западной ориентировки, образующие плавную дугу и сливающиеся с меридиональными разрывами Улутавского массива, а на юге со структурами Кара-Тау и северного Тянь-Шаня. Можно предполагать среди этих разрывов широкое развитие правых сдвигов и взбрососдвигов. Северо-восточные разрывы как бы продолжают к югу веер разрывов Сарысу-Тенизского поднятия. Они незначительны по протяженности и пересекают на поперечные отрезки складчатые структуры, ограниченные наиболее крупными разрывами северо-западного направления. Возраст

разрывов также неодинаков. Северо-западные из них возникли в каледонский этап, а некоторые заложились, вероятно, еще раньше, в верхнем протерозое; основная масса северо-восточных разрывов появилась в девоне или, возможно, в конце силура.

Западная граница мегаблока находится в Тургайском прогибе под платформенным чехлом, где по геофизическим и буровым данным установлено несколько крупных дугообразных меридиональных разрывов, обращенных выпуклостью к западу. В обнаруженной западной части мегаблока наиболее крупный из разрывов — Улутавский глубинный разлом — расположен в средней части Улутавского массива. Аэромагнитные и наземные съемки обнаруживают у западной и восточной границ зоны разлома сосредоточение меридионально ориентированных положительных аномалий, совпадающих с выходами ультрабазитов. К разлому приурочен резкий перепад изоаномал, значения которых понижаются к востоку. Улутавский глубинный разлом пересекает всю земную кору и нарушает положение раздела М [7].

Восточное ограничение мегаблока сложно, но более определено. В его северной части границей служит Барлыкколь-Атансорский разлом, являющийся правым взбрососдвигом. Длина разлома в обнаженной части около 300 км, ширина всей зоны нарушения 7—15 км; сдвиговая составляющая смещения не менее 10 км. Разлом круто наклонен на северо-восток; вертикальная амплитуда достигает 2—3 км. Взбрососдвиг имеет древнее, протерозойское заложение, но основные движения вдоль него происходили в нижнем и среднем палеозое.

Южнее Барлыкколь-Атансорского разлома расположено несколько крупных разрывов, имеющих направления, близкие к меридиональному. В средней части восточной границы мегаблока расположена зона Сарысуйского глубинного разлома, сливающегося на юге с Джалаир-Найманским глубинным разломом.

Сарысуйский глубинный разлом ограничивает глыбовые складки Сарысу-Тенизского поднятия и служит западной границей распространения каменноугольных вулканогенных толщ и герцинских гранитоидов. К зоне разлома приурочены наибольшие мощности вулканитов нижнего — среднего девона. Разлом отчетливо выражен в геофизических полях. Он отделяет широкое поле отрицательных гравитационных аномалий северо-западного Прибалхашья от полей положительных значений изоаномал Сарысу-Тенизского водораздела. Изменение гравитационного поля происходит в узкой полосе, совпадающей с зоной разлома. Вдоль разлома располагается ряд линейных магнитных положительных аномалий; у его границ отмечается резкое изменение в ориентировке осей магнитных аномалий, имеющих восточнее разлома широтное, а западнее — меридиональное направление. Отчетливо разлом выражен и по данным ГСЭ [7], смещая раздел М на 4—5 км. В генетическом отношении разлом представляет собой круто наклоненный на восток взбрососдвиг с амплитудой горизонтального смещения в первые километры. Его главная фаза развития относится к интервалу времени от конца ордовика до начала среднего девона, однако отдельные участки, возможно, имеют и более древний кембрийский или верхнепротерозойский возраст.

Джалаир-Найманский глубинный разлом ограничивает западный мегаблок на крайнем юго-востоке. Это четко выраженная в структуре складчатого основания линейная зона северо-западного направления шириной от 5 до 30 км. В ее пределах сосредоточено несколько крупных круто наклоненных к северо-востоку параллельных разрывов, крылья которых подверглись интенсивному катаклазу, рассланцеванию и изменены наложенными метасоматическими процессами. К разрывам приурочены небольшие протрузии гипербазитов. Зона в целом представляет собой взбрососдвиг с горизонтальной амплитудой в 30—50 км и вертикальным смещением в несколько километров.

Джалаир-Найманский разлом четко выражен на профилях ГСЗ. Он уходит за пределы земной коры, смещая вниз на восточных территориях поверхности К и М на 8—10 км. Разлом является западной границей каменноугольных и пермских вулканитов и находится в осевой зоне девонского вулканического пояса. Время заложения разлома, объединившего, вероятно, ранее существовавшие разрывные нарушения, относится к нижнему палеозою, однако наибольшую активность разлом проявил в среднем палеозое — девоне и нижнем карбоне.

Развитие и формирование разрывов в Западном мегаблоке происходило в сложных условиях. Намечается не менее четырех последовательно сменявших друг друга этапов. Наиболее ранний из них, относящийся к раннему протерозою, характеризуется развитием купольных гранито-гнейсовых структур. Их фрагменты видны среди выходов древних нижне- и среднепротерозойских образований Кокчетавского массива. В несколько более поздних верхнепротерозойских складчатых комплексах Улутавского массива купольные структуры отсутствуют и отмечается только хорошо выраженная меридиональная линейность с явной тенденцией горизонтального смещения пород в западном направлении.

В следующий, нижнепалеозойский, этап были заложены основы современного плана разрывных структур Западного мегаблока. В это время оформилось дугообразное расположение разрывов с плавной выпуклостью (обращенной на запад), обусловленное общим, но неравномерным движением мегаблока в западном направлении. В конкретных формах эти движения выразились в образовании соскладчатых надвигов и объединяющих их несколько более поздних крупных взбросов с восточным наклоном сместителей. В жестком Кокчетавском массиве, имеющем мощный гранитный цоколь (до 25—28 км), напряжения, вызванные западными движениями мегаблока, разрядились в образовании сопряженных взбросов и взбрососдвигов северо-западной и северо-восточной ориентировки.

В третий этап, охватывающий силурийский и девонский периоды, динамическая и кинематическая обстановка в Западном мегаблоке унаследовала свои основные черты от предшествовавшего этапа. Продолжавшееся движение мегаблока к западу было неравномерным. Наибольшей амплитуды смещения достигали вдоль широтной линии, проходившей через массив Улутау — горы Актау, благодаря чему возникло общее дугообразное расположение разрывов в западной части мегаблока. Это в свою очередь вызвало появление сдвигов в Сарысуйском и Джалаир-Найманском глубинных разломах на восточном ограничении мегаблока и в Улутавском разломе на западе. Следствием этих напряжений явилось образование веерообразной системы грабен-синклиналей и горст-антиклиналей на Сарысу-Тенизском поднятии и в северной части Чу-Сарысуйской впадины.

Четвертый этап, охвативший последевонское время, характеризуется затуханием общих горизонтальных движений, в связи с чем более отчетливо стали проявляться вертикальные смещения.

Во вторую половину среднего девона на территории мегаблока заложилась две крупные впадины: Тенизская и Чу-Сарысуйская, активное развитие которых относится к верхнему палеозою. Природа обеих впадин остается нераскрытой. Какие-либо кольцевые структуры или их обрамление кольцевыми разломами ни наземной съемкой, ни при дешифрировании космоснимков не установлены. Для каменноугольного и более позднего времени для обеих впадин свойственна полная амагматичность. Излияние лав в вулканогенном поясе и к западу от него в это время полностью прекратилось. В верхнем палеозое продолжали свое развитие ранее возникшие разрывы, но основные смещения происходили по сбросам и особенно активно на Сарысу-Тенизском поднятии.

Приведенная выше характеристика разрывных нарушений Западного блока, отражает многие стороны формирования земной коры в его пределах и вполне согласуется с размещением формаций, типом складчатости, магматической деятельностью и мирагением как мегаблока в целом, так и отдельных его частей.

Центральный мегаблок расчленен крупными разломами на четыре блока: Северный, Срединный и Южно-Балхашский (рис. 2).

Северный блок ограничен с запада Барлыкколь-Атансорским, с востока — Центрально-Казахстанским глубинными разломами, а на юге — Спасской системой разломов. Многочисленная сеть разломов в северном блоке близка по своей ориентировке к разрывам Кокчетавского массива, но имеет и существенные отличия. На территории блока практически отсутствуют выходы докембрийских пород. Они известны лишь на очень небольших изолированных участках; нижнепалеозойские складчатые толщи развиты на севере и западе, а у южных и восточных границ блока они перекрыты отложениями силура и девона. На юге и востоке сосредоточена основная часть гранитоидных массивов, наиболее молодые из которых образовались в перми.

В западной части блока основная часть разрывов заложилась в нижнем палеозое, имеет ориентировку, близкую к меридиональной, и относится к взбрососдвигам. На востоке сеть разрывов обладает перекрестными северо-западным и северо-восточным направлениями. Северо-западные разрывы явно более древние, они заложены в нижнем палеозое и относятся к надвигам или взбросам с крутым восточным наклоном сместителей.

Северо-восточные разрывы в массе своей среднепалеозойские. Они имеют сбросовую природу и вдоль многих из них расположены мелкие протрузии гипербазитов. Наиболее молодые верхнепалеозойские разрывы обладают широтной ориентировкой. Обычно они ограничивают грабен-синклинали и небольшие молассовые прогибы. Сеть разрывов указывает на общую тенденцию смещения северного блока в нижнем палеозое в западном или северо-западном направлении. В среднем палеозое блок приобрел большую жесткость, что привело к затуханию горизонтальных смещений. По-видимому, это связано с образованием крупных массивов гранитоидов, что повлекло за собой появление в среднем палеозое разрывов северо-восточной и северо-западной ориентировки. В верхнем палеозое в блоке отмечаются локальные растяжения, вызванные усилением роли вертикальных движений.

Срединный блок характеризуется сложным строением и развитием. На западе он ограничен Сарысуйским, на востоке Центрально-Казахстанским глубинными разломами. Северная граница блока проходит по Спасской системе разломов, а на юге — по Успенской зоне. В целом блок имеет вид узкого прямоугольника с длинными сторонами, ориентированными с юго-запада на северо-восток.

Спасская система разрывов (в литературе обычно называемая Спасской зоной смятия) вытянута более чем на 300 км при ширине 10—12 км. В западной ее части сосредоточено несколько наклоненных на юг под углом 40—60° параллельных взбросов. На востоке разрывы такого же типа, объединяемые под общим названием «Карасорский разлом», образуют плавную дугу, выдвинутую несколько севернее относительно системы Спасских разломов.

С севера к Спасским разломам примыкает южная граница Карагандинского каменноугольного бассейна, нарушенная эшелонированными дугообразными пологими надвигами и малоамплитудными покровами, наклоненными к югу. Горизонтальная амплитуда этих разрывов не превышает 5—7 км и все они как бы опираются на разломы Спасской зоны. Карасорский разлом представляет собой сложно переплетенную сеть над-

вигов, местами пологих, с наклоном к югу под углом 20—30°. Крылья многих из них интенсивно раскливажированы и рассланцованы.

Время заложения Спасских разломов относится к среднему палеозою, однако основные движения вдоль них происходили в верхнем палеозое. По мнению Ю. Ф. Кабанова [9], образование отмеченных выше фронтальных покровов южной окраины Карагандинского бассейна произошло ранее Спасских разломов, которыми они как бы срезаны, а их корни находятся южнее Спасских разломов.

Успенский пояс разломов расположен в 75 км южнее Спасской зоны. Его длина составляет около 200 км, ширина 5—12 км. На западе Успенский пояс сливается с дугообразной системой надвигов гор Актау, на востоке он срезан молодыми разрывами северной окраины Токрауской впадины.

В Успенском поясе установлено несколько широтно ориентированных крупных взбросов, расположенных кулисообразно и наклоненных на юг под углом 50—70°. Породы среднего и верхнего палеозоя, заключенные между взбросами, интенсивно раздроблены, рассланцованы и переработаны метасоматическими процессами.

Как и в Спасской зоне разрывы Успенского пояса заложились в среднем палеозое, но наиболее активное время их развития приходится на верхний палеозой.

Между Спасской и Успенской зонами расположен Тектурмасский глубинный разлом, отличный от них по своему строению. Разлом вытянут в широтном направлении на 250 км и имеет ширину 5—12 км. На поверхности в его пределах развиты породы нижнего палеозоя, а западнее, на продолжении разлома обнажены метаморфические породы верхнего протерозоя. Разлом представляет собой вертикальную или круто наклоненную на юг зону с большим количеством параллельных, но небольшой протяженности разрывов, нарушенных несколько более поздними поперечными среднепалеозойскими смещениями. Все породы в зоне разлома интенсивно раскливажированы и рассланцованы и пронизаны линейной формы протрузиями гипербазитов, нередко сопровождаемыми меланжем. На профиле ГСЗ [7] положение разлома выражено вполне отчетливо; по-видимому, он достигает поверхности К.

Тектурмасский глубинный разлом заложился в нижнем палеозое и по своему строению и условиям развития близок к Улутавскому глубинному разлому. Таким образом Тектурмасский разлом является более древним по отношению к Спасским и Успенским разломам и к среднему палеозою его развитие уже было полностью закончено. Движения в среднем и верхнем палеозое в зоне разлома выражены очень слабо, преимущественно в виде поперечных сбросов и сбрососдвигов и небольших подвижек по ранее возникшим разрывам.

Наибольшая активность движений в Северном блоке в целом проявилась в среднем палеозое в виде его общего смещения в северо- и северо-западном направлении. Движения нашли свое отражение в южном и юго-восточном наклоне наиболее крупных разрывов Спасского и Успенского поясов разломов и в перемещениях к северу покровов южной окраины Карагандинского бассейна.

Южный блок по особенностям своего строения распадается на западную и восточную части, обладающие несколько различной историей развития. В западной части, которую мы условно назовем «Актасским узлом», на поверхности на значительных площадях обнажены протерозойские и нижнепалеозойские складчатые толщи, образующие крутую дугу, обращенную выпуклостью к западу. Простираение разрывов, широтное на юге, сменяется на севере в верхнем бассейне р. Атасу меридиональным и далее сливается с широтным Спасским поясом разломов. Общая территория, знаяемая узлом, составляет 150 км по широте и по меридиану.

Разрывы узла возникли еще в протерозое в виде соскладчатых надвигов; в нижнем палеозое надвиги были объединены в крупные взбросы с крутым восточным наклоном, отразившим общее смещение узла к западу. Взбросы сконцентрированы главным образом во фронтальной полосе узла. В восточном направлении количество их убывает, а ориентировка становится менее выдержанной; там же появляются пояса среднепалеозойских даек и мелкие протрузии гипербазитов.

Восточная часть Южного блока охватывает Токраускую впадину, ограниченную на востоке Центрально-Казахстанским глубинным разломом, а на юге примыкающую к северному побережью оз. Балхаш. В южной части впадины расположен Центрально-Казахстанский гравитационный минимум с наибольшей для Центрального Казахстана толщиной земной коры, достигающей 53—55 км.

Фундамент впадины неоднороден и сложен на поверхности в западной ее части протерозойскими, а в восточной — нижнепалеозойскими складчатыми толщами с общим выдержанным северо-западным простиранием. Фундамент перекрыт мощной толщей девонских моласс, морских карбонатных отложений, каменноугольных и пермских вулканитов, относящихся к времени формирования самой впадины и залегающих плащеобразно. Общая мощность этих пород достигает 4 км и более.

В чехле впадины развиты два основных направления разрывов: северо-западное и северо-восточное. Разрывы северо-западной ориентировки совпадают с направлением структур фундамента. Выражены они протяженными (до 200 км) вертикальными и крутонаклонными сдвигами и сдвигобросами с амплитудами горизонтального смещения до 5—7 км. Большая часть этих разрывов заложилась в девоне и нижнем карбоне, но развивалась и позже и имеет явно унаследованный характер, проникнув в чехол из фундамента впадины. В северо-западном же направлении ориентирована и большая часть верхнепалеозойских дайковых поясов, рассекающих чехол Токрауской впадины.

Разрывы северо-восточной ориентировки в массе своей более поздние — верхнепалеозойские. Они как бы нарезают на поперечные ленты блоки пород, ограниченные сдвигами северо-западной ориентировки. В генетическом отношении разрывы северо-восточного направления принадлежат к сбросам, наибольшие амплитуды смещения по которым достигают 1—1,5 км; нередко среди них малоамплитудные сдвиги. Дайковые пояса того же простирания малочисленны и небольшой протяженности.

Характерная черта чехла Токрауской впадины выражена в широком развитии округлых и овальных вулканотектонических структур (кальдер), ориентированных широтно, либо меридионально. Расположены кальдеры в вулканогенных толщах верхнего палеозоя более или менее равномерно на расстоянии 50—70 км друг от друга. Их размеры примерно одинаковы, с большим диаметром, до 25—30 км. Многие из кальдер очень хорошо сохранились, например Кызыладырская [18], и представляют собой типичные структуры обрушения, окруженные кольцевыми ступенчатыми сбросами или кольцеобразно расположенными дайками. В центральных частях большинства кальдер располагаются массивы гранитоидов. Относительно равномерное расположение вулканотектонических структур говорит о существовании в каменноугольном и пермском периодах широко развитой сети стратовулканов центрального типа, слившиеся продукты извержения которых создали сплошной мощный покров верхнепалеозойских вулканогенных пород.

Токрауская впадина как обособленный структурный элемент возникла в первой половине ордовикского периода. В это время она являлась высоко поднятой жесткой глыбой, просуществовавшей до среднедевонской эпохи. В среднем — верхнем девоне и нижнем карбоне произошло расчленение глыбы разломами и ее общее погружение, сопровождав-

шееся накоплением карбонатных формаций и кислым вулканизмом. Этот процесс, связанный с общим дроблением и растяжением фундамента впадины и обусловивший интенсивный вулканизм, продолжался в течение всего верхнего палеозоя. Как для отдельных блоков впадины, ограниченных сдвигами, так и для впадины в целом отмечается общая тенденция смещения к северо-западу, однако структуры растяжения, нашедшие свое отражение в дайковых поясах, составляют основной фон развития как фундамента, так и чехла впадины для длительного отрезка времени — от среднедевонской эпохи до конца палеозоя.

Центрально-Казахстанский глубинный разлом, отделяющий Центральный мегаблок от Восточного,— одна из важнейших разломных структур описываемой территории. Выделенный В. Ф. Беспаловым [1], он пересекает весь складчатый фундамент в меридиональном направлении от границ Западно-Сибирской низменности до побережья оз. Балхаш. Выражен разлом поясом параллельных разрывов шириной от 5 до 20 км. На большом протяжении наиболее крупные из разрывов приурочены к границам пояса и лишь на севере они концентрируются вблизи одной главной линии. У побережья оз. Балхаш Центрально-Казахстанский разлом делится на несколько ветвей, дугообразно изогнутых к юго-востоку, уходящих южнее озера на территорию Китая. С востока к разлому примыкают каледонские и раннегерцинские складчатые толщи. Последние отсутствуют в Центральном мегаблоке; иное и общее (Чингизское) направление этих структур, ориентированных с северо-запада на юго-восток, под острым углом к Центрально-Казахстанскому разлому. Сместители разрывов, входящих в зону разлома, вертикальны или круто наклонены на восток; к линии разлома приурочено ступенчатое уменьшение толщины земной коры от 53—55 км на западе до 40—45 км на востоке. Изучение Центрально-Казахстанского разлома позволило отнести его к правым сдвигам с горизонтальной амплитудой смещения не менее 25 км. Последняя установлена по положению смещенных границ верхнекаменноугольных гранитных массивов.

Заложение разлома относится к девонскому периоду, однако наиболее активные движения вдоль него происходили в каменноугольном периоде и в той или иной форме продолжались до конца палеозоя, а возможно, и нижнего триаса.

Южно-Балхашский блок расположен южнее оз. Балхаш и на юге ограничен Коктельским разломом. В мезозое — кайнозое блок испытал глубокие погружения, благодаря чему на поверхности палеозойского складчатого фундамента накопилась более чем полуторакилометровая толща континентальных отложений.

Наиболее вероятный план структур палеозойского основания, с трудом намечаемый по редким буровым скважинам, геофизическими исследованиями и космоснимкам, близок к Токрауской впадине. Удастся выделить сеть крупных разрывов северо-западного и северо-восточного направлений и массивы верхнепалеозойских гранитоидов, указывающих на продолжение структур Токрауской впадины к югу от побережья оз. Балхаш.

Восточный мегаблок распадается на четыре крупных блока (с севера на юг): Зайсанский, Чингиз-Тарбагатайский, Алакольский и Джунгарский (см. рис. 2). Блоки разделены крупными глубинными разломами СЗ—ЮВ ориентировки, на западе под острым углом сочленяющимися с меридиональным Центрально-Казахстанским разломом.

Зайсанский блок характеризуется широким развитием раннегерцинских складок северо-западной ориентировки, нарушенных крупными продольными разрывами надвигового и взбросового типа, круто наклоненными на северо-восток. Многие из разрывов обладают плавными дугообразными изгибами с выпуклостью, обращенной к юго-западу.

Верхний структурный этаж складчатого основания блока сложен покровами верхнекаменноугольных вулканитов и красноцветных моласс,

остатки которых сохранились в некоторых прогибах. В полях вулканитов расположены крупные овалы кальдеры до 50 км в поперечнике.

Разрывы, развитые в раннегерцинском складчатом основании, имеют тот же возраст, но большая часть из них развивалась унаследованно, проникнув из каледонского основания. Смещения по разрывам продолжались в течение всего верхнего палеозоя, о чем свидетельствуют нарушения ими вулканических кальдер. К наиболее крупным из разрывов блока приурочены линейные протрузии гипербазитов.

Чингиз-Тарбагатайский блок на северо-востоке ограничен Калба-Чингизским глубинным разломом, а на юго-востоке — Балхаш-Чингизским и Чингизским разломами. Блок представляет собой резко выраженный пояс правых линейных сдвигов вертикальных или крутонаклоненных на северо-восток. В центральной, наиболее приподнятой и широкой части блока на поверхности широко распространены раннекаледонские и в меньшей степени позднекаледонские складчатые структуры, прорванные палеозойскими гранитоидами, а на юго-востоке, в области погружения каледонского основания распространен раннегерцинский складчатый комплекс.

Общую прямолинейность складчатых и разрывных дислокаций блока нарушают разрывы Балхаш-Чингизского глубинного разлома и параллельные ему структуры, дугообразно выгнутые к юго-западу.

Наиболее ярким выражением разрывов блока является Чингизский глубинный сдвиг (см. рис. 3), описанный С. Г. Самыгиным [15]. Сдвиг представляет собой прямолинейную полосу правых сдвиговых дислокаций, крутонаклоненных на северо-восток, шириной от 5 до 10 км и длиной свыше 700 км. Сдвиг проникает до подошвы базальтового слоя и продолжается ниже. Заложился он в начале девона, но максимальные горизонтальные смещения происходили в верхнем палеозое до начала мезозоя. Вертикальные перемещения крыльев сдвига не превышали 5 км. В зоне разлома помимо сдвигов сосредоточены приразломные складки, надвиги и сбросы, а также щелевидные интрузии гранитоидов и верхнепалеозойские вулканические постройки.

Разрывы, сопровождающие Балхаш-Чингизский разлом, в генетическом отношении относятся к правым взбрососдвигам, образуя сложную сеть параллельных либо ветвящихся нарушений с явной тенденцией смещения не только в юго-восточном, но и юго-западном направлениях. Горизонтальные амплитуды по отдельным разрывам установить не удастся, но предположительно они составляют многие километры, а суммарная амплитуда смещения вдоль всей зоны, вероятно, равна первым десяткам километров. Заложение сдвигов Чингиз-Тарбагатайского блока относится к нижнему палеозою, но развитие их продолжалось в течение всего палеозоя. Об этом свидетельствуют смещения региональными сдвигами среднепалеозойских сбросов и сдвигов, а также девонских и нижнекаменноугольных вулканических построек.

Существенно отметить распространение гипербазитов в блоке, а также кливаж и рассланцованность, особенно интенсивных на северо-восточных крыльях сдвигов, что, возможно, указывает на очень большое сжатие, вызванное смещением блока в юго-восточном и юго-западном направлениях.

Алакольский блок на северо-востоке примыкает к Чингиз-Тарбагатайскому блоку, а на юге ограничен Калмакэмельским и Алаколь-Джунгарским глубинными разломами. На периферии блок сложен раннегерцинскими складчатыми толщами, перекрытыми в центральной части мощным покровом орогенных вулканитов с хорошо сохранившимися крупными кальдерами. Эффузивы прорваны многочисленными мелкими телами верхнепалеозойских гранитоидов.

Сеть разрывных нарушений в блоке имеет полигональный рисунок и образована вертикальными и крутыми сбросами, распространенными

главным образом вблизи Балхаш-Чингизского разлома, а также взбросами и надвигами, наклоненными на северо-восток. Сбросы несут на себе явные следы обрушений и лишь наклоны сместителей взбросов и надвигов указывают на несомненно общее, более позднее смещение блока в юго-западном направлении, происходившее в среднем и верхнем палеозое.

Определенных данных о более ранних этапах развития блока нет, но, вероятно, в нижнем палеозое на его территории, как и в Чингиз-Тарбагатайском блоке развивалась линейная складчатость и одновременные с ней надвиги и взбросы.

Калмакэмельский глубинный разлом и его юго-восточное продолжение — Алаколь-Джунгарский разлом — представляют собой правые сдвиги. Особенно резко выражен Алаколь-Джунгарский сдвиг, крылья которого интенсивно кливажированы и расланцованы. Сместители сдвигов круто наклонены на северо-восток; амплитуда горизонтальных смещений не установлена, но она, вероятно, составляет многие километры или, возможно, первые десятки километров. На глубинность сдвигов указывает приуроченность к ним множества мелких протрузий гипербазитов. На западе Калмакэмельский сдвиг, как и все другие крупные разломы восточного мегаблока, под острым углом прилегают к Центрально-Казахстанскому глубинному разлому.

Джунгарский блок на северо-востоке ограничен Калмакэмельским и Алаколь-Джунгарским разломами, а на юго-западе Бактайским и Южно-Джунгарским разломами. Блок имеет линзовидную форму, заостренную на севере, и однотипен по своему строению. На всем его пространстве, за исключением участков, перекрытых мезозойско-кайнозойским платформенным чехлом, распространены каледонские и раннегерцинские складчатые толщи, образующие плавную дугу, обращенную выпуклостью на юго-запад. Широко распространены в блоке средне- и верхнепалеозойские гранитоиды, образующие крупные массивы вытянутой и овальной формы. Общая линейность складчатых структур нарушена крупными верхнепалеозойскими наложенными мульдами типа Саякской, перекрытых покровами пермских базальтов. Часть блока, расположенная севернее оз. Балхаш, известна в литературе как Балхашский антиклинорий; на востоке находится Джунгарская система складок.

Разрывная тектоника блока однообразна и характеризуется несколькими крупными, почти параллельными взбрососдвигами, крутонаклоненными на северо-восток с правым смещением. Все разломы дугообразно изогнуты, но постепенно сближаются в северном направлении, вливаясь в Центрально-Казахстанский глубинный разлом. Сместители наиболее крупных из сдвигов сопровождаются мелкими протрузиями гипербазитов.

Бактайский разлом, расположенный севернее оз. Балхаш, является западной ветвью Центрально-Казахстанского глубинного разлома. Он прослеживается более чем на 150 км, срезая на западе и северо-западе складки Балхашского антиклинория [16]. Восточное крыло разлома интенсивно раскливажировано и расланцовано; сместитель круто наклонен на восток и включает мелкие протрузии гипербазитов. Разлом является правым взбрососдвигом с горизонтальной амплитудой смещения в многие километры.

Касаясь условий формирования Джунгарского блока, следует отметить много общих черт в его развитии с Чингиз-Тарбагатайским блоком. Близок у обоих блоков план расположения и направления смещений по разрывам. Основные движения блока в нижнем палеозое отразились в появлении многочисленных крупных соскладчатых надвигов и взбросов, придавших блоку общую дугообразность. По нашему мнению, этот процесс отразил общее смещение блока к юго-западу. В среднем и особенно в верхнем палеозое отдельные надвиги и взбросы были объедине-

ны в крупные правые сдвиги и взбрососдвиги, суммарная горизонтальная амплитуда смещения по которым составляет первые десятки километров. Следует подчеркнуть веерообразное расщепление Центрально-Казахстанского глубинного разлома на юге на несколько составляющих, огибающих и секущих нижнепалеозойские складчатые толщи Балхашского антиклинория.

Восточный мегаблок в отношении как общей структуры разрывов, так и смещений резко отличается от смежного Центрального мегаблока. Основное направление смещения блока в течение всего палеозоя происходило в южном направлении вдоль Центрально-Казахстанского глубинного разлома под воздействием юго-западного давления. В результате в мегаблоке развились крупные правые сдвиги, сочленяющиеся под острым углом с Центрально-Казахстанским разломом. Алакольский блок, перекрытый мощными покровами вулканитов, на фоне его общего погружения был вовлечен в верхнем палеозое в общее смещение как единая монолитная структура.

Из приведенного выше обзора разрывной тектоники складчатого основания Центрального Казахстана вытекают следующие обобщения.

1. Земная кора Центрального Казахстана имеет блоковое строение. Хотя вся территория и входит в Урало-Тяньшаньскую геосинклинальную область и на формировании земной коры отразились многие общие закономерности ее развития, тем не менее каждый из мегаблоков обладает автономными чертами тектонического строения, магматизма и минерализации.

2. Разрывные и складчатые деформации явились следствием горизонтальных и вертикальных движений земной коры. Горизонтальные движения на протяжении верхнего протерозоя и палеозоя играли ведущую роль и в общем плане были постоянно ориентированы с востока на запад.

3. Среди разрывных структур устанавливаются все известные генетические типы; в приповерхностных частях «гранитного» слоя отсутствуют лишь сколько-нибудь значительные покровы, но есть основания полагать присутствие горизонтальных глубинных сдвигов, приуроченных к поверхности К или М [13].

Литература

1. Беспалов В. Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция.— В сб.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1955, с. 129—155.
2. Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата: Наука, 1971. 203 с.
3. Беспалов В. Ф., Горьковец В. Г., Еремин В. К., Есенов Ш. Е., Морозов М. Д., Яншин А. Л. Тектоническая карта Казахской ССР и прилегающих территорий масштаба 1 : 1 500 000, 1971.
4. Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. XXXIV, вып. 1, с. 2—23.
5. Боровиков Л. И. (ред.) Карта геологических формаций Восточного Казахстана масштаба 1 : 1 500 000. 1968.
6. Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Тектоника Казахстанской складчатой области.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. III. Л., Недра, 1968, с. 106—125.
7. Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрез земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. Сов. радио, 1975. 264 с.
8. Есенов Ш. Е., Морозов М. Д., Бродовой В. В. (ред.) Тектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. М.: Недра, 1969. 372 с.
9. Кабанов Ю. Ф. О покровном строении южного обрамления Карагандинского бассейна.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 5, с. 83—91.
10. Казанли Д. Н. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1955, вып. 50, с. 32—48.
11. Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1951, вып. 14, с. 3—35; 1952, вып. 15, с. 3—22.
12. Кропоткин Л. А. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана.— Тр. ГИН АН СССР. Сер. геол., 1950, вып. 108, № 36, с. 102.
13. Михайлов А. Е. О следах палеозойских глубинных сдвигов в складчатом основании Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, т. 251, № 5, 1980, с. 1203—1206.

14. *Морозов М. Д., Бродовой В. В.* Основные геологические структуры Восточного Казахстана и Мугоджар по региональным геофизическим исследованиям.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., № 2, 1963, с. 14—27.
15. *Самыгин С. Г.* Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана.— Тр. ГИН АН СССР. Вып. 253. М.: Наука, 1974. 205 с.
16. *Успенский Е. П., Михайлов А. Е., Бахтеев М. К.* Глубинные разломы северо-западного Прибалхашья.— Изв. вузов. Геология и разведка, № 3, 1969, с. 3—12.
17. *Шатский Н. С.* О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 5—6, с. 3—27.
18. *Шербакова М. А.* Кызыладырская кольцевая структура (северо-западное Прибалхашье, Центральный Казахстан).— Вестн. МГУ. Геология, 1967, № 1, с. 107—115.
19. *Шлыгин Е. Д.* Краткий курс геологии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 225 с.

Московский геологоразведочный
институт им. С. Орджоникидзе

Поступила в редакцию
3.IX.1979



УДК 551.242+552.3(571)

**НАГИБИНА М. С., АНТИПИН В. С., ГАТИНСКИЙ Ю. Г.,
ГРИНБЕРГ Г. А., ГУСЕВ Г. С., КОВАЛЕНКО В. И.,
КОВАЛЬ П. В., КОМАРОВ Ю. В., КУЗЬМИН М. И., МИШИНА А. В.**

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И МАГМАТИЗМА В ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Выявляется относительная синхронность главных этапов повышенной тектонической и магматической активности в мезозое на востоке Азии: в позднем триасе — начале юры, в поздней юре — раннем мелу и позднем мелу — начале палеогена. Это позволяет сделать вывод о геодинамической сопряженности тектонических и магматических процессов на границах Евразийского континента с различными океанами и об общих глобальных причинах этой активности.

В процессе исследований в рамках Международной программы геологической корреляции по проекту № 107 «Глобальная корреляция фаз и эпох тектогенеза» авторами была проделана большая работа по выяснению динамических связей в развитии мезозойских тектонических структур и магматизма в восточной и юго-восточной части Азии по трем крупным пересечениям: северному — от Верхоянской складчатой системы до Корякской зоны, центральному — от Монголии и Прибайкалья вдоль Монголо-Охотского пояса до побережья Охотского моря и южному — через Индокитай, юго-восточный Китай, Индонезию и Филиппины (рис. 1). Для выявления этапов развития тектонических структур и магматической активности было проведено детальное сопоставление опорных стратиграфических разрезов триаса, юры и мела и их литологических особенностей по новым данным. Корреляция времени проведена на основе новых стратиграфических материалов, угловых несогласий и перестроек структурного плана, а также проявлений магматизма. Последнее проводилось на основании как геологических материалов, так и по радиологическим данным. В данной статье рассматриваются некоторые результаты выполненного исследования в плане корреляции тектоники и магматизма.

К началу мезозойской эры на большей площади Восточной и Юго-Восточной Азии, за исключением некоторых участков окраины материка, завершилось формирование континентальной гранитной коры. На территории континента существовали отдельные узкие морские заливы и более широкие эпиконтинентальные моря, в пределах которых накапливались терригенные и терригенно-карбонатные отложения различной мощности. На юго-востоке Азии в зоне сочленения Палеоокеана и Палеотетиса сохранялись глубоководные реликтовые бассейны, разделявшие отдельные микроконтиненты, наиболее крупными из которых являлись Синопирания и Индосиния. В мезозое на востоке Евразийского континента происходили активные тектонические и магматические процессы, по характеру проявления которых отчетливо выделяются три крупных области или условно мегаблока: Северный (Верхояно-Чукотский), Центральный (включающий зоны Становика и Монголо-Охотского пояса до Охотского побережья) и Южный (Индокитайско-Зондско-Филиппинский).



Рис. 1. Области развития наземного вулканизма и гранитообразования на востоке Азии в мезозое

1 — области развития наземного вулканизма различного состава в мезозое (вулканические пояса континентальных окраин и внутриматериковые ареалы); 2 — граница областей развития гранитоидной активизации (ревивации) (штрихи обращены в сторону ареала распространения гранитоидов); 3 — наиболее крупные разломы; 4 — сдвиги (стрелками указаны направления сдвигов); 5 — фрагменты выходов на поверхность мезозойских зон Заварицкого — Беньофа; 6 — раннемезозойские зоны столкновения микроконтинентов (по Ю. Г. Гатинскому)

Выделенные крупные области различаются между собой также до-мезозойской историей геологического развития и временем становления гранитной коры.

Северная область почти на всем протяжении представляла собой восточную часть древнего Сибирского континента, в пределах которого формирование гранитной коры завершилось в дорифейское время [14]. В Верхоянской зоне в рифее и раннем — среднем палеозое развивались локальные карбонатные прогибы (существовал режим подвижной платформы, по Ю. М. Пушаровскому [23]). В раннем карбоне на рассматриваемой территории заложился крупный геосинклинальный бассейн. На рубеже поздней перми и раннего триаса здесь произошло формирование локальных поднятий, сопровождавшееся перерывами в осадконакоплении, что не привело, однако, к какой-либо существенной перестройке структурного плана рассматриваемой территории. Начиная с раннего триаса и до поздней юры (келловей) включительно, на обширной территории Верхояно-Чукотской области происходило унаследованное от палеозоя развитие крупнейших слабо дифференцированных миогеосинклинальных прогибов Верхоянской и Чукотской систем [5, 7, 27, 28]. Прогибы были разделены конседиментационными выступами более древнего (архейского и протерозойского) основания, ограниченными разломами. На фоне длительного накопления мощных (более 10 км) терригенных толщ верхоянского комплекса, формировавшихся в условиях шельфового моря, в некоторых участках прогибов в условиях растяжения возникали глубокие разломы древнего основания, которые способствовали внедрению небольших объемов базальтоидной магмы (дайки и силлы диабазов, габбро и покровы базальтов трапповой формации).

В поздней юре (на рубеже келловей и оксфорда) почти на всей территории Северного мегаблока произошло горизонтальное сжатие, возникли протяженные зоны напряженной линейной складчатости и глыбово-складчатые деформации.

В конце юры и раннем мелу сжатие выразилось в развитии сдвиговых деформаций, сместивших оси складок, и в образовании надвигов. Горизонтальные перемещения по сдвигам достигали более 20 км. После складчатости в отдельных участках Верхоянской зоны и Колымского выступа возникли ослабленные зоны растяжения, и в оксфорде — кимеридже произошло внедрение малых тел и даек габбро-диабазов, диоритов, кварцевых диоритов.

В оксфорде — неокое (J₃—K₁) в зонах растяжения Северного мегаблока заложилась грабеновые и рифтоподобные структуры, развитие которых сопровождалось накоплением континентальных молассоидных, местами угленосных отложений и вулканогенных комплексов контрастной базальт-липаритовой ассоциации, иногда со специфическими натровыми липаритами.

В позднем мезозое выделяются два этапа послескладчатого гранитоидного магматизма: раннемеловой и позднемеловой [4, 6]. В течение каждого из них сформировались латеральные ряды близко одновозрастных, но различных по составу и происхождению магматических комплексов. Примером такого латерального ряда могут служить пространственно разобщенные, но практически одновозрастные интрузивные породы охотского и колымского комплексов. Так, в интервале 150—100 млн. лет (преимущественно в раннем мелу — 120±5 млн. лет) вдоль протяженной Индиги-Колымской системы разломов в пределах Инъяли-Дебинского синклиория произошло внедрение огромных масс гранитоидов колымского комплекса. Эти породы, по составу варьирующие от гранодиоритов и кварцевых диоритов до биотитовых гранитов, слагают тела Главного батолитового пояса. Более мелкие тела одновозрастных гранитоидов располагаются также вдоль зон скрытых разломов, оперяющих Главный батолитовый пояс и пересекающих почти вкрест простирания

различные структурные элементы Верхоянской миогеосинклинальной складчатой системы.

Вдоль протяженной (более 3000 км) зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса, располагавшегося на континентальной окраине Северного мегаблока, протекала активная магматическая деятельность. С ранним позднеюрско-раннемеловым этапом формирования пояса во внешней его зоне связано излияние андезито-базальтов и андезитов известково-щелочной серии и внедрение раннемеловых гранитоидов охотского комплекса (гранодиоритов, кварцевых диоритов и биотитовых гранитов с радиологическим возрастом, определенным калий-аргоновым методом 126—111 млн. лет). Во внутренней зоне пояса в это время сформировались интрузивные тела габбро, габбро-диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов. Таким образом, нижнемеловые гранитоиды охотского и колымского комплексов представляют собой единый латеральный ряд близких по возрасту, но различных по составу и происхождению магматических образований. При переходе от края континента во внутренние части происходит смена габбро-гранодиорит-плагиогранитного комплекса внутренней зоны Охотско-Чукотского пояса, связанного с мантийными источниками и сформировавшегося в зоне сочленения океан — континент, вулканоплутонической ассоциацией охотских гранодиоритов и известково-щелочных андезитов внешней зоны пояса, а они в свою очередь сменяются различными по составу и фаціальным особенностям типично коровыми гранитоидами колымского комплекса, разбитыми во внутриматериковых районах Верхоянской и Чукотской складчатых систем.

Позднемеловые магматические породы также образуют единый латеральный ряд. Так, во внешней (внутриконтинентальной) зоне Охотско-Чукотского пояса в позднемеловой этап (110—70 млн. лет) магматизма происходили наземные излияния дацитов, трахидацитов, трахилипаритов, липаритов и в меньшей степени андезито-базальтов, а также внедрялись тела биотитовых и редкометаллических литий-фтористых и аспаитовых гранитов. Во внутренней зоне пояса в то же время происходило формирование интрузивов гранодиорит-гранитного состава в ассоциации с андезитами. Следовательно, позднемеловой латеральный ряд магматических пород Верхояно-Колымской складчатой системы проявляется в смене, видимо, мантийных гранодиорит-гранитных интрузий и связанных с ними андезитов переходной от океана к континенту зоны типично коровыми лейкогранитами (в том числе редкометаллическими литий-фтористыми и щелочными) во внутриконтинентальной зоне.

Таким образом, на обширной территории Северного Верхояно-Чукотского мегаблока на протяжении всего раннего мезозоя до поздней юры (келловей) происходило унаследованное от палеозоя развитие крупнейших слабо дифференцированных миогеосинклинальных прогибов без существенной перестройки структурного плана. Затем в относительно короткий срок в поздней юре (на рубеже келловей и оксфорда) произошел импульс повышенной тектонической активности, горизонтальное сжатие (линейная складчатость и глыбово-складчатые деформации). В позднем мезозое в конце юры и мелу существенно меняется тектоническая обстановка, в наземных условиях формируются структуры сжатия и растяжения, вертикальные движения, глыбово-складчатые и сдвиговые деформации, проявления вулканизма. Выделяются два этапа послескладчатого гранитоидного магматизма (раннемеловой и позднемеловой), аналогичная тектоническая обстановка наблюдается в зоне сочленения континент — океан.

В Центральном мегаблоке домезозойская геологическая история была весьма сложной. Гранитная кора по времени становления здесь гетерогенна [18, 27]. Имеются блоки гранитной коры, сформированные в архее и протерозое (зона Станового хребта, Китайские платформы), а также

в байкальскую, каледонскую и герцинскую эпохи тектогенеза (Монголо-Охотская и Катазиатская зоны). Разновозрастные блоки континентальной коры сочленяются между собой по системе крупнейших глубинных разломов (Монголо-Охотскому, Главному Монгольскому линеamentу, Солонкерскому и др.), не утратившим свою подвижность и в мезозойское время [15, 18]. Именно в этой гетерогенности основания, возможно, кроется причина особенно высокой здесь тектонической активности и разнообразия состава магматических проявлений в мезозое.

В Монголо-Охотской зоне становление гранитной коры завершилось к концу поздней перми — началу триаса (Агинская зона). В позднем триасе — ранней юре, а затем в поздней юре — раннем мелу и позднем мелу — палеогене здесь происходили дифференцированные глыбовые деформации с элементами растяжения и сжатия [15, 18, 26]. В результате этих движений возникали системы локальных конседиментационных прогибов и разделяющих их обширных сводовых поднятий домезозойского основания. В зонах прогибов происходило накопление морских и континентальных (угленосных) моласс, а также наземных вулканогенных образований. Мезозойские глыбово-складчатые структуры Монголо-Охотской системы в целом морфологически выражены сочетанием весьма протяженных линейных грабен-синклинальных структур, связанных с глубинными разломами, изометричных и линейных сводовых поднятий, а также вулканотектонических кольцевых и полукольцевых структур. В нижнем мелу на значительной части рассматриваемой области произошли чешуйчатые надвиги и диагональные сдвиговые деформации с амплитудой горизонтального перемещения от первых сотен метров до 15—40 км.

В развитии этих структур во времени и связанного с ними проявления магматизма можно отметить следующую закономерность. В западной части Монголо-Охотской системы, во внутренних частях континента замыкание прогибов, глыбово-складчатые деформации, проявление наземного вулканизма дифференцированного состава и внедрение интрузивных образований (габбро, диоритов и гранитоидов) известково-щелочного состава с редкометальными литий-фтористыми гранитами, субщелочного, реже щелочного состава происходило в позднем триасе — ранней юре и частично в средней юре.

В поздней юре — раннем мелу, а затем в позднем мелу — палеогене области проявления однотипных глыбово-складчатых деформаций, наземного вулканизма и гранитообразование того же состава закономерно смещались на восток по направлению к краевым частям континента (рис. 2). Области развития позднемеловых — палеогеновых вулканотектонических структур располагались на восточной окраине континента (Удская ветвь Охотско-Чукотского пояса, а также отдельные наложенные вулканотектонические структуры и гранитные массивы Приохотской части Монголо-Охотского пояса).

Мезозойский магматизм в пределах Центрального (Монголо-Охотского) мегаблока проникает вдоль Монголо-Охотского разлома в глубь континента на 2500—3000 км. Намечается интенсивное концентрирование плутонического магматизма в крупных сводовых поднятиях (например, Даурско-Хэнтэйское), а вулканизма — в прогибах, обрамляющих такие поднятия [8, 15]. В целом в рассматриваемом мегаблоке отмечается весьма широкий спектр составов магматических пород, варьирующих от основных и даже ультраосновных до ультракислых и от низкощелочных (плагиограниты) до весьма щелочных (меланефелиниты, трахиты с карбонатами, щелочные граниты) [10, 12]. Здесь широко развиты коровые редкометальные литий-фтористые граниты (первичное отношение $Sr^{87}/Sr^{86}=0,714$) и их эффузивные аналоги — онгониты [11]. Наибольшим распространением пользуются магматические породы известково-щелочной серии.

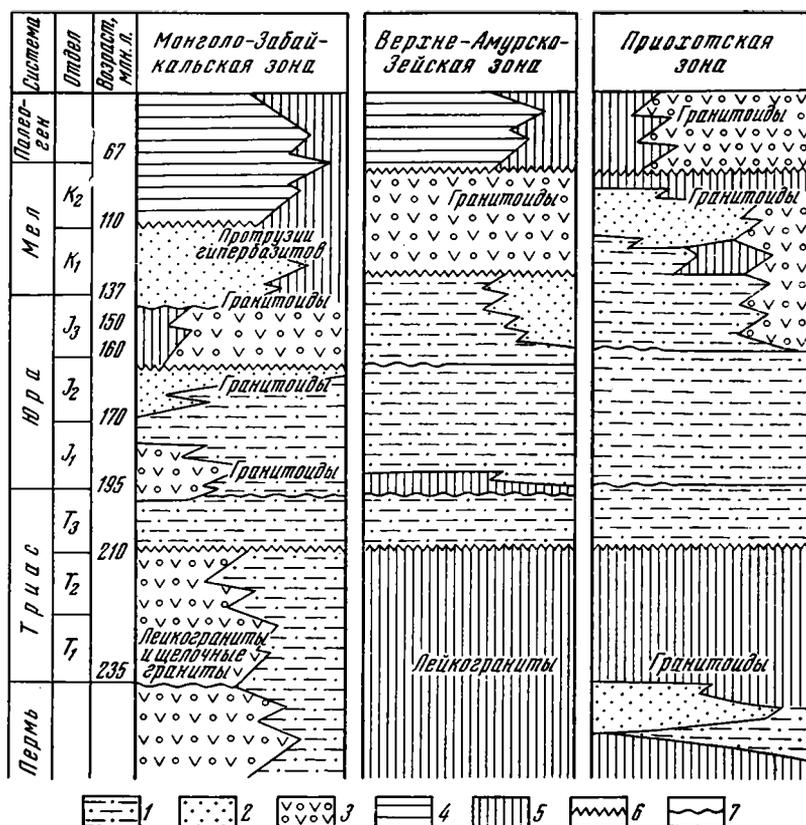


Рис. 2. Схема сопоставления осадконакопления, магматизма и тектонических движений Центрального пересечения в Монголо-Охотской зоне

1 — морские, терригенные, преимущественно мелководные отложения; 2 — континентальные терригенные, местами угленосные молассондные отложения; 3 — континентальные осадочно-вулканогенные образования различного состава; 4 — отложения платформенного чехла; 5 — перерыв в осадконакоплении; 6 — глыбово-складчатые деформации с перестройкой структурного плана; 7 — локальные несогласия без существенной перестройки структурного плана

Ультраосновные породы развиты, как правило, в виде ксенолитов среди гранитоидов и вулканитов (зона сочленения Охотско-Чукотского и Сихотэ-Алиньского поясов [20]) или участвуют в образовании тектонической брекчии (меланжа) в Пришилкинской зоне Монголо-Охотского разлома [16]. В последней гипербазиты образуют также ксенолиты в габброидах и плагиигранитах. Проявление крайне редких плагиигранитов также приурочено к Пришилкинской зоне [23].

Как уже говорилось, на территории Центрального мегаблока проявились два главных этапа магматизма: 1) раннемезозойский, 2) поздне-мезозойский. Раннемезозойский этап магматизма наиболее интенсивно проявлен в западных частях мегаблока [8, 19]. В пределах этого этапа можно выделить две стадии магматизма: поздне-триасовый — раннеюрский (магматические проявления преимущественно гранодиорит-гранитного состава) и средне-позднеюрский (преимущественно гранитоиды стандартного геохимического типа). К востоку по направлению к краю Азиатского континента возраст магматических пород становится моложе и значительно шире развиты магматические породы поздне-мезозойского возраста: верхнеюрско-раннемелового и поздне-мелового — палеогенового.

В пределах Центрального мегаблока магматические породы разного состава имеют закономерное пространственное размещение, образуя разновозрастные латеральные ряды [15]. Так, для раннемезозойского этапа намечается симметричная по отношению к центральным частям Монголо-Забайкальского ареала зональность вулканитов: в центральных частях его (Даурско-Хэнтэйское сводовое поднятие, обрамленное Джаргалантуинской и Ингодино-Шилкинской зонами прогибов) преобладают вулканиты известково-щелочной серии, а в периферических (Западно-Забайкальская и Орхон-Селенгинская зоны прогибов с северо-запада и Дашибалбарская, с юго-востока) появляются вулканиты повышенной щелочности. Аналогичная зональность установлена для плутонических пород триасово-раннеюрской стадии с калий-аргоновым возрастом (230—175 млн. лет), когда в центральной части («ядре») ареала магматизма (Даурско-Хэнтэйская, Ингодино-Шилкинская зоны) развиты плутонические комплексы практически только известково-щелочной серии, слагающие «батолитообразные» по размерам тела гранодиорит-гранитов и расположенную западнее зону мелких тел лейкогранитов, в том числе редкометалльных литий-фтористых гранитов (зона «распыленного» магматизма), в то время как породы повышенной щелочности тяготеют к северной и южной периферическим зонам магматического ареала.

Близкий к описанному латеральный ряд плутонических магматических пород намечается для геохронологического интервала 175—130 млн. лет по калий-аргоновым датировкам средне-позднеюрской стадии. В центральной части этого ареала образовались «батолитообразные» гранодиорит-гранитные массивы (удский комплекс), которые к западу сменяются зоной более мелких лейкогранитов, в том числе редкометалльных литий-фтористых гранитов (зона «распыленного» магматизма). Все эти породы относятся к известково-щелочной серии.

К северо-западу и югу от Монголо-Охотского разлома отмечается повышение щелочности плутонических пород: к северо-западу появляются интрузивы калиевых щелочных пород Алданского щита, к юго-западу — калиевые щелочные интрузивы Средней Гоби (МНР). Здесь же располагаются редкометалльные карбонатиты и апатитовые породы с «мантийными» значениями первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} , близкими к 0,705 [13].

Позднемеловой — палеогеновый этап магматизма в Центральном мегаблоке наиболее интенсивно проявлен в Западном Приохотье. В восточных районах Западного Приохотья это в основном породы известково-щелочного ряда (андезито-базальты, андезиты, липариты, дациты, диориты, гранодиориты), а в западных — породы повышенной щелочности (трахибазальты, трахиандезиты, трахилипариты). Близкими по типу мезозойского тектонического развития, составу магматизма и металлогении в пределах рассматриваемого мегаблока являются Яньшанская и Катазиатская зоны.

Монголо-Охотско-Становой мегаблок отличается большой гетерогенностью домезозойского основания и весьма напряженной тектонической активностью на протяжении всего мезозоя. Формируются структуры сжатия и растяжения, происходят вертикальные движения, глыбово-складчатые и сдвиговые деформации. Импульсы повышенной тектонической активности и перестройки структурного плана наблюдаются на рубеже среднего и позднего триаса средней и поздней юры и на рубеже раннего и позднего мела. Продолжительность отдельных последовательно сменяющихся во времени и пространстве этапов тектонической и магматической активности охватывает следующие интервалы времени: в раннем мезозое — T_3 — J_1 ; J_1 — J_2 ; в позднем мезозое J_3 — K_1 и K_2 — Pg .

Южный (Индокитайско-Зондско-Филиппинский) мегаблок в качестве единой крупной структуры континентальной земной коры оформился лишь в конце триаса. В позднем палеозое, раннем и среднем триасе на месте

этого мегаблока в зоне сочленения Средиземноморского и Тихоокеанского тектонических поясов была весьма сложная и многообразная геодинамическая обстановка. Здесь существовало несколько блоков континентальной коры (микроконтинентов), разделенных бассейнами с корой океанического типа. Это доказывается закономерным изменением фаций осадочных отложений на краях блоков от глубоководных до шельфовых и наземных и развитием на этих окраинах поясов известково-щелочных вулканитов и гранитов перми и триаса с отчетливой латеральной зональностью от гранодиоритов и нормальных гранитов до лейкогранитов в более внутренних частях блоков [2, 35]. На окраинах некоторых микроконтинентов в конце перми и в триасе существовали условия растяжения, когда формировались рифтогенные структуры (зона р. Черной во Вьетнаме и др.), заложению которых предшествовали излияния континентальных толеитов и щелочных оливиновых базальтов (гавайского типа). На зрелых стадиях развития рифтов в триасе образовывались контрастные бимодальные вулканические серии.

Во второй половине позднего триаса в пределах южного мегаблока произошли интенсивные альпинотипные дислокации, сопровождавшиеся проявлением активной интрузивной деятельности. Эти дислокации концентрировались в относительно узких поясах во внутренних частях Индокитая, Малакки и о. Калимантан. Рассматриваемые пояса, по всей вероятности, представляют собой зоны столкновения палеозойских микроконтинентов и образовались в условиях сжатия. В их пределах пермские и триасовые отложения были смяты в линейные складки, часто опрокинутые и осложненные надвигами. На отдельных участках в указанных зонах развиты метаморфические породы фации высокого давления, в том числе глаукофановые сланцы, тектонический меланж и протрузии «альпинотипных» (дифференцированных) ультрамафитов [33, 37].

В конце триаса — начале юры на месте зон столкновения возникли поднятия, обрамленные протяженными прогибами с накоплением прибрежно-морских и наземных моласс поздненорийского, рэтского и юрского возраста. Рост поднятий сопровождался внедрением крупных тел преимущественно лейкократовых гранитов с высоким отношением Sr^{87}/Sr^{86} ($\geq 0,710$), доказывающим их коровое происхождение [30]. В прилегающих молассовых прогибах локально проявился известково-щелочной и субщелочной вулканизм. На удалении от зон интенсивных дислокаций синхронно с упомянутыми процессами происходили глыбово-складчатые деформации с образованием брахискладок, приразломных впадин и с перемещениями по сдвигам (сдвиг Дьенбьен-Лайтяу на северо-западе Вьетнама с амплитудой горизонтального смещения около 60 км [29]).

Начиная с середины юры, проявления тектоно-магматической активности были приурочены исключительно к краевым частям южного мегаблока. Они выразились в глыбово-складчатых дислокациях, внедрении многочисленных тел гранитов и лейкогранитов (в том числе редкометалльных) и в излияниях известково-щелочных вулканитов. Эти процессы концентрировались в Бирмано-Малайском и Катазиатском окраинно-континентальных поясах, имеющих зональное строение. Вкрест простирания поясов в глубь континента происходило закономерное увеличение содержания K_2O в магматических породах и смена пород гранит-гранодиоритовой ассоциации на лейкогранитную [36]. Во времени магматическая активность отступала в сторону Тихого и Индийского океанов. В середине мезозоя на востоке мегаблока (Восточный Китай) произошли горизонтальные смещения по левосторонним сдвигам с амплитудой до 200 км [34].

Тектонические движения и магматизм позднего мела — палеогена, как отмечалось ранее, интенсивно проявились вдоль всей окраины Азиатского континента и в зоне перехода к Тихому океану и Тетису. На тер-

ритории от юго-западной Японии до юго-восточного Калимантана происходило излияние вулканитов известково-щелочного ряда и гранитообразование. Аналогичные процессы имели место вдоль границы с Тетисом в Центральной Бирме, на Суматре и Яве [17]. Одновременно во внутренних частях переходной зоны в поясе Симанто (Япония), на Филиппинах, в Западной Бирме и в других районах в глубоководных условиях происходило излияние океанических толентов офиолитовой ассоциации (кремнисто-спилитовая формация) и накопление терригенных турбидитно-флишевых отложений. В середине и конце мела произошло раскрытие наиболее раннего из современных окраинных морей Тихого океана — Южно-Китайского моря. Процессы рифтогенеза в его пределах сопровождалась внедрением меловых долеритов на востоке п-ова Малакка [31] и излиянием щелочных вулканитов в Катазии [21]. С развитием глубоководной котловины этого моря было связано накопление терригенно-кремнистых, кремнисто-спилитовых и флишевых толщ верхнего мела и палеогена на севере Калимантана.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенная корреляция позволяет отметить тесную связь во времени и пространстве между проявлениями тектонических движений и магматизма, выраженных разнокачественно в различных структурных зонах.

Тектонические движения в мезозое в рассмотренной области протекали непрерывно и проявлялись неравномерно во времени и пространстве. Относительно более продолжительные этапы спокойного развития конседиментационных структур сменялись кратковременными импульсами интенсивных движений — фазами складчатости, шарьирования и т. д. В пространстве эти движения проявляются разнокачественно. Фазы сжатия, складкообразования и скучивания — в одних зонах синхронны развитию структур растяжения и прогибания — в других.

Корреляция мезозойских тектонических движений и магматических проявлений в пределах рассмотренных мегаблоков позволяет отметить определенные черты их сходства и различия. В целом они сводятся к следующему (рис. 3).

На востоке единого обширного Азиатского континента в мезозое происходили интенсивные тектонические движения, которые сопровождались мощнейшим, в первую очередь гранитоидным магматизмом. Намечаются три главных геохронологических этапа этой деятельности, продолжительность которых охватывает: триас (обычно поздний) — раннюю юру; позднюю юру — ранний мел; поздний мел — начало палеогена. Характерной особенностью первых двух этапов является смещение в Центральном мегаблоке ареалов развития тектонических структур и магматизма глубоко внутрь континента (на 2500—3000 км) вдоль крупнейших линейментов (например, Монголо-Охотского, Центрально-Монгольского и др.). Таким образом, расположение таких тектоно-магматических ареалов контролировалось двумя структурными элементами: окраиной континента и поперечными по отношению к ней крупными разломами. Как правило, все более молодые тектоно-магматические ареалы смещаются к востоку, к краю Азиатского континента. В позднемеловой — палеогеновый этап тектоно-магматические ареалы контролируются на всем протяжении востока Азии окраиной континента.

Усиление импульсов тектонической и магматической активности, сопровождавшееся перестройкой структурного плана, было приурочено к относительно коротким интервалам времени (фазам) и происходило на рубеже среднего и позднего триаса, средней и поздней юры или в начале поздней юры, и на рубеже раннего и позднего мела.

Наиболее четкие качественные различия в тектоническом развитии мегаблоков проявились в раннем мезозое (рис. 3). В триасе и начале

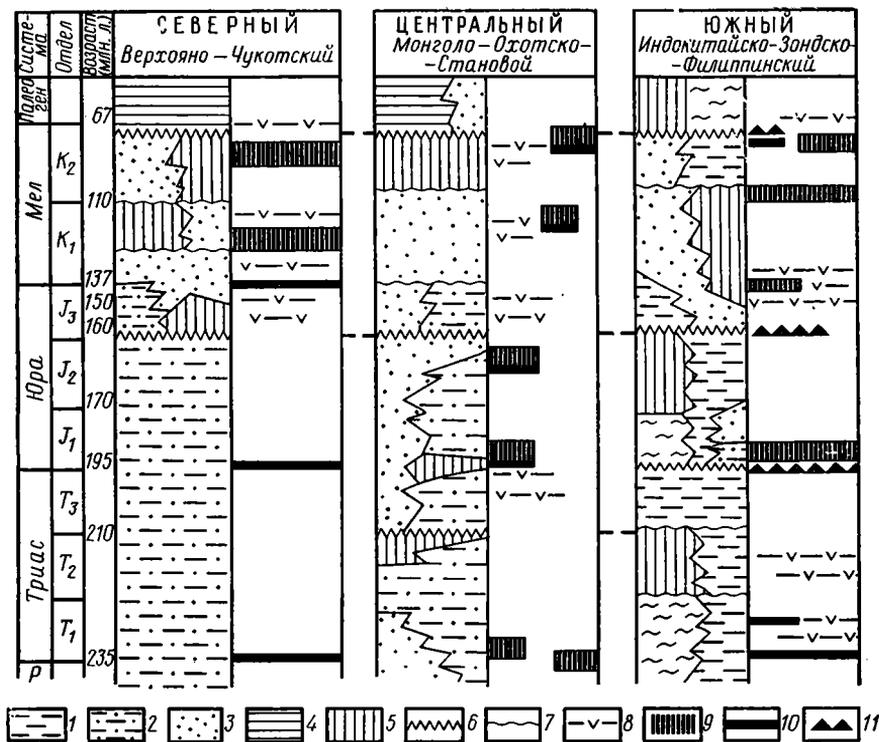


Рис. 3. Схема сопоставления осадконакопления, магматизма и тектонических движений различных секторов Восточной Азии

1 — морские глубоководные отложения; 2 — морские, терригенные, преимущественно мелководные отложения; 3 — континентальные молассоидные отложения; 4 — отложения платформенного чехла; 5 — перерыв в осадконакоплении; 6 — складчатые и глыбово-складчатые деформации с перестройкой структурного плана; 7 — локальные несогласия без существенной перестройки структурного плана; 8 — 11 — магматические проявления: 8 — наземный вулканизм разного состава, 9 — интрузии гранитоидов, 10 — магматические проявления основного состава, 11 — протрузии гипербазитов

поздней юры для Северного мегаблока характерным было преобладание слабодифференцированных тектонических движений, развитие морских прогибов с мощнейшим терригенным осадконакоплением в условиях обширного шельфового моря. Магматизм здесь был ограничен формированием мелких тел базитов толеитовой серии (трапповой формации), расположенных вдоль глубоких расколов в гранитном основании.

В Центральном мегаблоке в это время преобладал континентальный, в Южном мегаблоке имел место как континентальный режим, так и морской различной глубинности. И там и здесь происходили интенсивные дифференцированные тектонические движения и обильное проявление различного по составу магматизма. Тектонические движения здесь выразились в образовании зон растяжения и сжатия, формировании глыбово-складчатых структур, развитии наземного вулканизма и гранитообразования.

Магматизм Центрального мегаблока имеет направленный характер, выражающийся в латеральной смене пород известково-щелочного ряда в «ядре» крупнейшего Даурско-Хэнтэйского сводового поднятия (Монголо-Забайкальский ареал) породами повышенной щелочности на его северо-западной и юго-восточной периферии. Непосредственно в зоне известково-щелочного магматизма с востока на запад крупные интрузивы гранодиорит-гранитов, связанные с подкоровыми источниками, сменя-

лись мелкими телами типично коровых лейкогранитов, в том числе редкометальных. Характерна значительная удаленность (до 3000 км) ареала гранитоидного магматизма вдоль Монголо-Охотского разлома к западу от одновозрастной зоны эвгеосинклинальной системы Сихотэ-Алия (см. рис. 1).

В Южном мегаблоке большинство морских прогибов замкнулось в конце триаса в результате столкновения микроконтинентов, что под воздействием горизонтальных напряжений сопровождалось формированием узких зон интенсивных альпинотипных дислокаций и офиолитовых поясов. Вдоль этих же зон после столкновения (складчатости) проявился мощный коровый (сиалический) магматизм (в том числе формирование рудоносных редкометальных гранитов). Таким образом, в раннемезозойский этап дифференцированные тектонические движения и магматическая активность в центральном и южном мегаблоках были значительно выше по сравнению с северным мегаблоком, причем их интенсивность усиливалась в направлении к Южному мегаблоку в зоне сочленения Тихоокеанского и Средиземноморского поясов.

В позднем мезозое в пределах всех трех мегаблоков произошли весьма активные тектонические движения и магматические процессы. В результате возникли морфологически различные дислокации: зоны напряженной линейной складчатости (Верхоянье), глыбово-складчатые (брахиформные, коробчатые, мозаичные) и вулканотектонические (линейные, кольцевые и полукольцевые) структуры.

В раннем мелу почти повсеместно произошли право- и левосторонние сдвиги с различной (от 15—40 до 200 км) амплитудой горизонтальных перемещений. В Северном и Центральном мегаблоках эта амплитуда составляла 15—40 км. На юге, в зоне сочленения Тихоокеанского и Средиземноморского поясов горизонтальное перемещение по сдвигам было более растянуто во времени (конец средней юры — ранний мел) и достигало 200 км.

В северном мегаблоке после интенсивного проявления напряженной линейной складчатости на рубеже оксфорда — кимериджа в раннем мелу произошли мощные внедрения гранитоидов и вулканические излияния. В процессе формирования зональных вулканоплутонических поясов мантийные известково-щелочные гранодиорит-граниты и связанные с ними андезиты сменялись по направлению от активной окраины к внутренним частям континента коровыми гранитами и лейкогранитами (в том числе редкометальными литий-фтористыми и щелочными), а также вулканиками повышенной щелочности.

В Центральном мегаблоке продолжались тектонические движения и инициировался магматизм, близкий к тому, который проявился в раннем мезозое. Однако тектоно-магматический ареал этого возраста смещается на восток. В позднем мезозое в составе магматических пород в отличие от раннемезозойских на периферии ареала появляются щелочно-карбонатитовые комплексы.

В Южном мегаблоке вся тектоно-магматическая активность переместилась к границам континента с Тихим и Индийским океанами и выразилась в глыбово-складчатых деформациях и в образовании протяженных окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов, в пределах которых формировались породы известково-щелочной серии с участием редкометальных и оловоносных гранитоидов.

Наиболее молодые тектонические движения позднего мела и палеогена интенсивно проявились вдоль всей восточной и юго-восточной окраины Азиатского материка. На многих участках зоны перехода от континента к Тихому и Индийскому океанам в пределах всех мегаблоков тектонические дислокации сопровождалась крупными горизонтальными перемещениями с надвиганием пластин океанической коры на край океана [22]. Одновременно во внутренних частях переходной зоны (на

Филиппинах, в Западной Бирме и в других районах) в глубоководных условиях происходило излияние океанических толентов офиолитовой ассоциации. В это же время в пределах активной континентальной окраины продолжались интенсивные проявления наземного вулканизма и внедрение гранитов. В Центральном и Южном мегаблоках эти процессы были сосредоточены лишь в сравнительно узкой (первые сотни километров) краевой зоне континента. В Северном мегаблоке проявления гранитоидного магматизма и наземного вулканизма (различного состава) в позднемеловую эпоху захватили обширную внутриматериковую зону, уходящую за пределы Охотско-Чукотского краевого вулканического пояса на расстояние более 1500 км. Во внутренних частях Центрального и Южного мегаблоков в то же время происходило спокойное накопление осадочных толщ платформенного чехла, местами излияние базальтоидов трапповой формации.

В заключение подчеркнем относительную синхронность главных этапов тектонической и магматической активности в мезозое на востоке Азии. Это наводит на мысль о динамической сопряженности в формировании разнотипных дислокаций и проявлений магматизма (в частности, гранитообразования) не только в протяженной зоне сочленения материковых и океанических структур Палеооцифика и Палеотетиса, но также на обширных пространствах внутри континента, и об общих глобальных причинах тектонической и магматической активности.

Вероятно, эти причины обусловлены такими особенностями взаимодействия континентальных и океанических структур на востоке Азии, которые не ограничиваются явлениями активных континентальных окраин, а затрагивают обширные области, далеко уходящие внутрь континента. И вероятно, связаны глубинной физико-химической расслоенностью коры и взаимодействием литосферы и астеносферы. Это взаимодействие можно себе представить в виде следующих гипотетических моделей.

А. Взаимодействие Азиатского континента с океаническими структурами Тихого и Индийского океанов связано с развитием погружающихся под континент зон Заварицкого — Беньофа, над которыми формируются латеральные ряды магматических пород. Эта модель хорошо объясняет образование известково-щелочного магматизма — Охотско-Чукотско-Катазиатского, Бирмано-Малайского и других краевых поясов, но встречает трудности при объяснении причин громадной удаленности тектоно-магматических ареалов от окраины континента и от предполагаемого расположения мезозойской палеозоны Заварицкого — Беньофа — в Центральном до 2000—3000 км и в Северном мегаблоке вдоль Индигино-Колымской системы разломов до 1500 км.

Б. Альпийские дислокации, иногда с офиолитовыми поясами (только в Южном мегаблоке), с широким развитием корового гранитоидного магматизма (Южный мегаблок в раннем мезозое, Северный мегаблок в позднем мезозое) — столкновение микроконтинентов и континентов.

В. Проявление процессов окраинно-континентального рифтогенеза со своим специфическим магматизмом (зона р. Черной, Южно-Китайское море и др.). Возможная модель («калифорнийского типа») — погружение мезозойских срединно-океанических хребтов Палеотетиса и Палеооцифика под край Восточно-Азиатского континента [2, 32]. В соответствии с этой моделью тектоно-магматическая активность на востоке Азии проявлялась и глубоко в континенте над такими зонами спрединга [8, 12]. Для Центрального мегаблока необходимо допускать при этом перемещение активности зон спрединга с запада на восток. Эта модель также встречается с трудностями, связанными с интерпретацией зоны Монголо-Охотского линеамента как континентального аналога палеосрединно-океанического хребта.

Широкое развитие тектоно-магматической активности, проявлявшейся внутри континентов в условиях ранее сформированной гранитной коры [18], объяснялось процессами ревивации. В Северном и Центральном мегаблоке эти процессы протекали в континентальной обстановке, на значительном удалении от океанической окраины. Предыдущая модель могла бы объяснять с актуалистических позиций причины ревивации. Но тогда возникают и все трудности модели В. Поэтому нельзя исключать модели, при которой существуют специфические континентальные процессы ревивации внутриконтинентальных разломов.

Развитие весьма активных тектонических и магматических процессов ревивации во внутренних частях континента рассматриваемых районов, вероятно, следует объяснять наличием крупнейших глубинных горизонтальных смещений в мезозое, затрагивающих верхнюю мантию. Эти смещения, возможно, являлись как бы продолжением фокальной поверхности (зоны Заварицкого — Беньюфа), сильно выполаживающейся по направлению к внутренним частям континента (глубинная расслоенность). Такие смещения вызывали проявления мощнейших тектонических процессов ревивации (см. рис. 1), охвативших огромные пространства, и выразившиеся в развитии мозаичных глыбово-складчатых деформаций, сопровождающихся заложением новых и «оживлением» более древних глубинных разломов, рассекающих гранитную кору не только Азиатского, но и Американского континентов, обрамляющих Тихий океан.

Проникновение глубинных источников энергии во внутренние части континента от фокальной поверхности срыва было наиболее интенсивным вдоль зон глубинных разломов, рассекающих земную кору и, возможно, литосферу, которые являлись прекрасными зонами проницаемости. Многочисленные глубинные разломы были описаны нами в пределах Северного, Центрального и Южного мегаблоков. Наличие таких разломов, разделяющих блоки гетерогенной по времени становления докембрийской гранитной коры, например в пределах Прибайкалья, Станового хребта и Монголо-Охотского пояса, обусловило наиболее активные в мезозое внутриматериковые дифференцированные тектонические движения, а также наиболее разнообразный по составу спектр мезозойских магматических пород.

В ходе развития внутрикорового магматизма — гранитоидной активизации (или ревивации) возникали весьма существенные глубинные процессы преобразования ранее сформированной гранитной коры. Под влиянием глубинного теплового потока и выноса мантийного вещества происходило частичное плавление и ремобилизация вещества земной коры, а следовательно, повторное обогащение литофильными элементами. Именно этим процессом следует объяснить повышенную концентрацию таких элементов в интрузивных и эффузивных мезозойских породах. Особенно широко распространенными среди гранитоидов внутриконтинентальных зон являются лейкократовые, часто литий-фтористые граниты, потенциально рудоносные на олово, вольфрам, молибден и другие редкие металлы. Однотипные месторождения этих полезных ископаемых имеют широкое развитие в зоне континентальной окраины и более удаленных внутриконтинентальных областях внешней зоны Тихоокеанского тектонического пояса.

Таким образом, по мнению авторов наиболее приемлемое истолкование закономерностей проявления мезозойских тектонических движений и магматизма на востоке Азии может быть дано с позиций гармоничного сочетания горизонтальных и вертикальных движений.

Рассмотренные выше модели трактовки описанных геологических явлений могут быть объяснены отчасти с позиций гипотезы тектоники плит в ее близком к классическому выражению и изложенной выше гипотезы крупных горизонтальных срывов и расслоенности в земной коре

и верхней мантии. С позиций тектоники плит, по мнению Ю. Г. Гатинского, получает удачное объяснение развитие альпинотипных дислокаций и раннемезозойского магматизма, в настоящее время занимающих внутреннее положение в пределах Южного мегаблока, а также образования окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов позднего мезозоя, закономерно расположенных вдоль границы Азиатского континента и переходной зоны к океану.

Предполагаемое наличие крупных горизонтальных срывов, проходящих в земной коре и верхней мантии (вероятно, сопряженных с фокальными зонами Заварицкого — Беньюфа), позволяет объяснить выявленную в результате корреляции синхронность проявления активных тектонических и магматических процессов в мезозое на обширных пространствах внутриконтинентальной зоны на востоке Азии, особенно характерных для Северного и Центрального мегаблоков.

Приведенное описание состава магматических проявлений позволяет значительно расширить тектонические, а следовательно и геодинамические условия формирования известково-щелочного магматизма.

Так, ранее многими авторами отмечалось, что проявление магматизма известково-щелочного состава является характерным для геодинамических условий развития островодужных систем.

Приведенное описание мезозойского магматизма на обширных пространствах востока Азии позволяет сделать вывод также о преобладающей роли известково-щелочного магматизма в интрузивных и излившихся фациях вулканоплутонической ассоциации, сформировавшейся в континентальных условиях развития глыбово-складчатых структур (внутриплитные дислокации).

Литература

1. Бельй В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1968, с. 212.
2. Гатинский Ю. Г. Пермь и триас юго-восточной части Азиатского континента.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 11, с. 47—64.
3. Гатинский Ю. Г. Юрско-меловой этап юго-восточной части Азиатского континента.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1979, № 4, 31—45.
4. Гринберг Г. А. Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973, с. 9—26.
5. Гринберг Г. А. Вулканические формации юго-западной части Охотско-Чукотского пояса.— В кн.: Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск: Наука, 1976, с. 4—14.
6. Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Мокшанцев К. Б. Тектоника, формирование континентальной коры и полезные ископаемые Верхояно-Чукотской области.— В кн.: Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979, с. 197—207.
7. Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы. Мезозой. М.: Наука, 1979, с. 208.
8. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976, с. 232.
9. Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики, масштаб 1 : 1 500 000, ГУГК, 1979 (на 4 листах).
10. Коваленко В. И. Магматизм и проблемы металлогении Монголии.— В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 32—45.
11. Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгониты — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976, 127 с.
12. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Коваль П. В., Цыпуков Ю. П. Мезозойские интрузии Монголии. Пространственное распределение, геохимия и рудоносность.— В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 133—143.
13. Коваленко В. И., Самойлов В. С., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Макагон Л. Д. Геохимическая характеристика пород приповерхностного карбонатитового комплекса из пустыни Гоби (МНР).— Геохимия, № 9, 1977, с. 1312—1327.
14. Марков М. С., Пуцаровский Ю. М., Тильман С. М., Федоровский В. С., Шило Н. А. Тектоника Востока Азии и дальневосточных морей.— Геотектоника, № 1, 1979, с. 1—25.
15. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1975, с. 308.
16. Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В. Позднемезозойский серпентинитовый меланж в Пришилкинской зоне (Восточное Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1927, т. 232, № 6, с. 1395—1398.

17. Мишина А. В. Поздний палеозой и мезозой Индонезийско-Филиппинского региона.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1979, № 4, с. 46—57.
18. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— Тр. Геол. ин-та, 1963, вып. 79. Изд-во АН СССР, с. 464.
19. Нагибина М. С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. Изд-во ВИНТИ, 1969 г., с. 400.
20. Нагибина М. С., Потанов Ю. И. Тектоника Тугуро-Нимеленского прогиба (Западное Приохотье).— В кн.: Мезозойские и кайнозойские структурные зоны Запада Тихоокеанского пояса: Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 139, с. 30—59.
21. Региональная стратиграфия Китая. Т. II. М.: Изд-во иностр. лит., 1963, с. 273.
22. Руженцев С. В., Бялбжеский С. Г., Соколов С. Д. Офиолитовые покровы Корякского хребта.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5, с. 1186—1189.
23. Рутштейн И. Г., Строение раннемезозойских прогибов и структурные условия формирования триасовых и юрских интрузий в центральной части Восточного Забайкалья: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геол.-минер. наук. М.: МГРИ, 1970.
24. Пуцаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии.— В кн.: Тектоника. Т. V. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
25. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974.
26. Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии). М.: Наука, 1980, с. 220.
27. Тектоника Евразии. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000. М.: Наука, 1966, с. 488.
28. Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозонд севера Тихоокеанского кольца.— Тр. Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института. Вып. 40. Новосибирск: Наука, 1978, с. 326.
29. Геология Вьетнама (северная часть). Объяснительная записка к геол. карте м-б 1 : 1 000 000. Ханой: ГГУ СРВ, 1977, с. 355 (вьет.).
30. Bignell J. D., Shelling N. J., Teggin D. E. Geochronology of the Tin Granites of Southeast Asia.— Geol. Open — File Rept., 1978, № 701, p. 37—38.
31. Haile N. S. Are the Kuantan dolerite dykes and extrusive basalt related to each other or to the Segamat basalt? Palaeomagnetic evidence.— Geol. Soc. Malaysia N. L., 1974, № 52, p. 25—26.
32. Hilde T. W. C., Ueyeda S., Kroenke L. Evolution of the Western Pacific and its margins.— Tectonophysics, 1977, v. 38, p. 145—165.
33. Hutchison C. S. Ophiolite in Southeast Asia.— Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86, № 6, p. 797—806.
34. Kuo Wen-kuei. General aspects of the geological evolution in China.— Proc. of 3-d Reg. Conf. on Geol. and Miner. Res. of SE Asia. Bangkok, 1978, p. 867—873.
35. Mitchell A. H. G. Southeast Asian Tin Granites: Magmatism and Mineralization in subduction and collision related Setting.— CCOP Newsletter, 1976, v. 3, № 1—2, p. 10—14.
36. Suensilpong S., Burton C. K., Mantajit N., Workman D. R. Geological evolution and igneous activity of Thailand and adjacent areas. Episodes.— Geol. Newsletter, Int. Union Geol. Sci., 1978, № 3, p. 12—18.
37. Thanasuthipitak T. Geology of Uttaradit area its implication on tectonic history of Thailand.— Proc. of 3-d Reg. Conf. on Geol. and Miner. Res. of SE Asia. Bangkok, 1978, p. 187—197.

Геологический институт АН СССР
 ИГЕМ АН СССР
 Институт геологии СО АН СССР
 Якутск
 Институт геохимии СО АН СССР
 Иркутск
 Научно-исследовательский институт
 геологии зарубежных стран

Поступила в редакцию
 13.V.1980

УДК 551.243(59)

СБОРЩИКОВ И. М., САВОСТИН Л. А., ЗОНЕНШАЙН Л. П.
СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА ЕВРАЗИИ
(СОВРЕМЕННАЯ КИНЕМАТИКА)

На основе изучения сейсмичности и активных молодых тектонических форм в пределах восточной части Альпийского пояса Евразии выделены микроплиты, для которых по фокальным механизмам и сдвиговым нарушениям определены полюса вращения. С использованием этих данных и известных скоростей движения на отдельных границах, построена реконструкция на 10 млн. лет назад. Мозаика микроплит в пределах пояса, несомненно, является производной от взаимодействия главнейших плит Евразии, Индии и Аравии, в результате столкновения которых и возникли современные тектонические формы. Продвижение Индии и Аравии на север приводит не только к большому сокращению поверхности, но и к сложной трансформации движений ансамбля плит с образованием протяженных сдвигов, поворотами отдельных блоков. Взаимодействие плит и микроплит района рассматривается с позиций их жесткости. Вместе с тем несомненно наличие нескольких сложных узлов и зон, где эти условия нарушаются.

Восточная часть Альпийского складчатого пояса — от Кавказа до Гималаев — представляет собой пеструю мозаику разновозрастных фрагментов земной коры, претерпевших сложную геологическую историю и объединенных в едином складчатом поясе в конце мезозоя и кайнозойе в процессе столкновения Евразии с континентами Гондваны. Как показывает распределение на этой территории офиолитовых комплексов, в геологическом прошлом в области Тетиса, по-видимому, существовало большое число микроконтинентов и более мелких континентальных блоков, разделенных океаническими пространствами. Не вызывает сомнения сам факт сближения, начиная с мела, Гондваны и Евразии, в результате чего и закрылся Тетис. Об этом свидетельствуют самые разнообразные геологические материалы, палеомагнитные данные, результаты океанологических исследований и, наконец, глобальные реконструкции, проведенные с учетом всех этих материалов [1, 5, 8, 14, 31, 32, 45, 46]. Очевидно, и продолжающаяся современная тектоническая активность является следствием того же сближения континентов. В восточной части пояса в настоящее время происходит взаимодействие трех основных континентальных плит: Евразийской, Аравийской и Индийской. Конкретное распределение напряжений в зоне сжатия и в настоящее время определяется мозаично-блоковой структурой, что подтверждается изучением сейсмичности, новейших дислокаций, локализующихся обычно в достаточно узких «межглыбовых» зонах. Естественно в связи с этим попытки расшифровки кинематики этой сложной системы с привлечением методов тектоники литосферных плит [31, 33, 36, 44, 47, 50]. Однако сколько-нибудь полной картины взаимодействия плит и микроплит этого района, и особенно его восточной части, пока не дано, а обширные материалы по определению фокальных механизмов землетрясений [2, 23]¹ в комплексе с анализом геолого-структурных данных позволяют во многом по-новому подойти к решению целого ряда вопросов.

¹ В дополнение к этому приведен ряд решений фокальных механизмов землетрясений, выполненных авторами.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ

В тектоническом плане восточная часть Альпийского пояса характеризуется отчетливо выраженной продольной зональностью, причем практически на всем отрезке выделяются внешние складчатые системы и внутренние слабо деформированные зоны. Приподнятая область Центрального Ирана представляет собой один из наиболее крупных массивов в пределах этих срединных зон. Это обширное плато обрамлено с севера и юга протяженными горными системами, соответствующими линейным складчатым зонам. На юге и юго-западе выделяется мощное сооружение Загроса. На границе с Центральным Ираном проходит крупнейший шов с выходами офиолитовых тел вдоль него, известный как главный Загросский надвиг. Внешняя зона этой системы с ее мощнейшим, охватывающим практически весь фанерозой разрезом представляет собой сложное складчатое сооружение, вероятно, сорванное с основания. На севере Ирана, дугообразно обрамляя впадину Каспия, протягиваются хребты Эльбруса и Аладаг-Биналуда, косо сочленяющиеся со складками Копетдага. На востоке Ирана уже давно известен обособленный структурный элемент — глыба Лут. Центральные пониженные ее части выполнены неоген-четвертичными осадками, а по периферии глыба окаймлена рядом горных цепей. Протяженные разрывы оконтуривают Лут практически со всех сторон, и с этими нарушениями во многих местах ассоциируют офиолиты и цветной меланж.

Далее к востоку, уже на территории Афганистана, наблюдается резкое сокращение общей ширины пояса и схождение большинства структурных зон в виде пучка в Памиро-Гималайскому синтаксису. В соответствии с этим происходит и общее повышение рельефа к северо-востоку, куда вытягиваются основные горные хребты. На юге Афганистана выделяется обширная межгорная депрессия пустыни Сейстан. Граница складчатой области с прилегающей с севера Туранской плитой проводится по очень сложной шовной зоне долины р. Герируд. Во внутренних частях пояса выделяется целая серия массивов (глыб), нередко разделенных офиолитовыми поясами. В качестве пограничной зоны с платформой Индостана выступают дислокации Сулейман-Киртара.

Непосредственно к северу от Пенджабского клина Индостана располагается компактная группа древних кристаллических массивов, которым в современном рельефе отвечают высокогорные области Памира и Хазары. На фоне чрезвычайно сложной блоковой структуры этого района выделяются известные системы дуг Памира, особенно ярко отражающие фронтальное воздействие этого выступа. Затем, уже восточнее и юго-восточнее простираются грандиозная цепь Гималаев с их покровно-складчатым строением и высочайшее плоскогорье Тибета.

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ГРАНИЦЫ ПЛИТ

В соответствии с принципами тектоники плит зоны тектонической активности пространственно приурочены к границам плит литосферы, условно принимаемым в качестве жестких тел. В пределах рассматриваемой области на современном этапе приходится иметь дело только с границами поглощения или сжатия. Нарастивание плит, сопровождаемое растяжением, идет южнее, в рифтовых зонах океанов и системе Красное море — Аденский залив.

Сейсмичность — наиболее эффективное средство определения современных границ плит. Основные трудности при изучении такой сложной внутриматериковой зоны, как Альпийский пояс, заключаются в несколько нечеткой, размытой картине сейсмичности по всей ширине складчатой области, на что уже обращалось внимание [12]. Тем не менее современные и достаточно полные материалы о сейсмичности в совокупности с анализом структурно-геологических данных позволяют наметить

основные границы плит во многих местах достаточно уверенно. В первую очередь это относится к территории Ирана, где благодаря полной и тщательной сводке М. Берберяна [26] картина сейсмичности вырисовывается вполне отчетливо (рис. 1).

По южной периферии Ирана прослеживается широкая полоса сгущения эпицентров землетрясений, отвечающая всей зоне деформаций Загроса. Она вытянута в северо-западном направлении, от района озера Ван до Ормузского пролива. Наряду с коровыми здесь зарегистрировано также несколько глубокофокусных землетрясений (до глубин

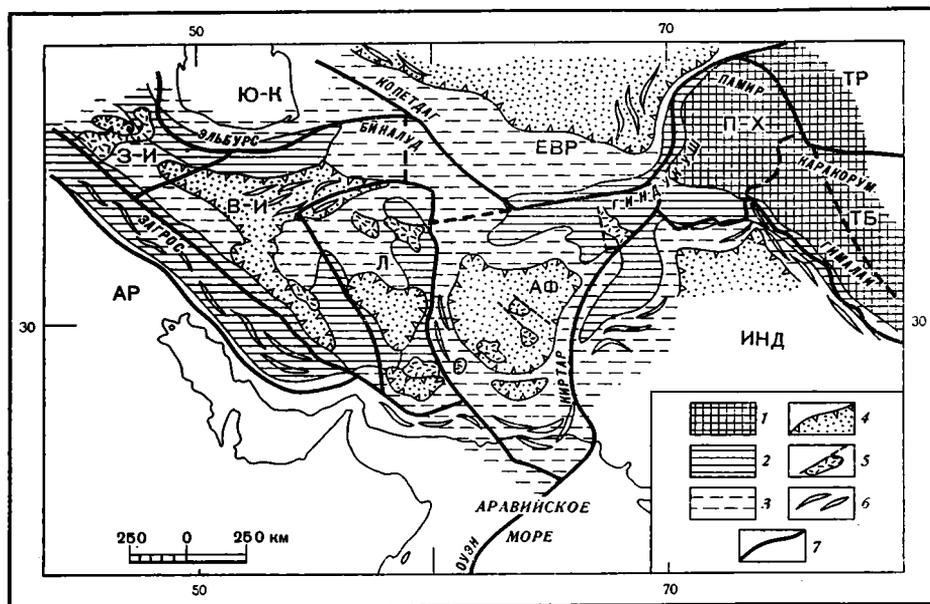


Рис. 1. Карта сейсмичности территории Ирана (по М. Берберяну [26]), Афганистана (по А. Наврузи [44]) и смежных территорий

100—150 км). В северной части Ирана вдоль Эльбурса и Биналуда выделяется вторая отчетливая зона повышенной сейсмичности. В целом она дугообразно обрамляет с юга впадину Южного Каспия, а с севера в качестве ограничения этой депрессии можно рассматривать сейсмический пояс, протягивающийся от юго-восточного погружения Большого Кавказа через Каспий к дислокациям Копетдага. Южнее Ашхабада происходит его сочленение с Эльбурс-Биналудской зоной. В центральной части Иранского нагорья хорошо выражена поперечная полоса сейсмичности, вытянутая примерно вдоль линии Чалус—Хамадан. На востоке Ирана отмечается сгущение эпицентров землетрясений по всей периферии глыбы Лут и тем самым по сейсмическим данным обособляется и этот структурный элемент.

В пределах западной части Афганистана сколько-нибудь четких сейсмических границ выделить не удается. Даже Герирудская зона с ее активной молодой тектоникой практически асейсмична (см. рис. 1). Наибольшее сгущение эпицентров землетрясений наблюдается в районе Памирского узла, где, очевидно, сходится большое число сейсмических границ. Очень ярко выражена в сейсмичности фронтальная зона Памирских структур, а также складчатые системы Куньлуня и Гималаев. На юго-запад от Памирского узла хорошо прослеживается широкая полоса несколько рассеянной сейсмичности, отвечающая в целом зоне пограничных структур между Индостанским кратоном и альпийскими сооружениями. Она протягивается вплоть до побережья Аравий-

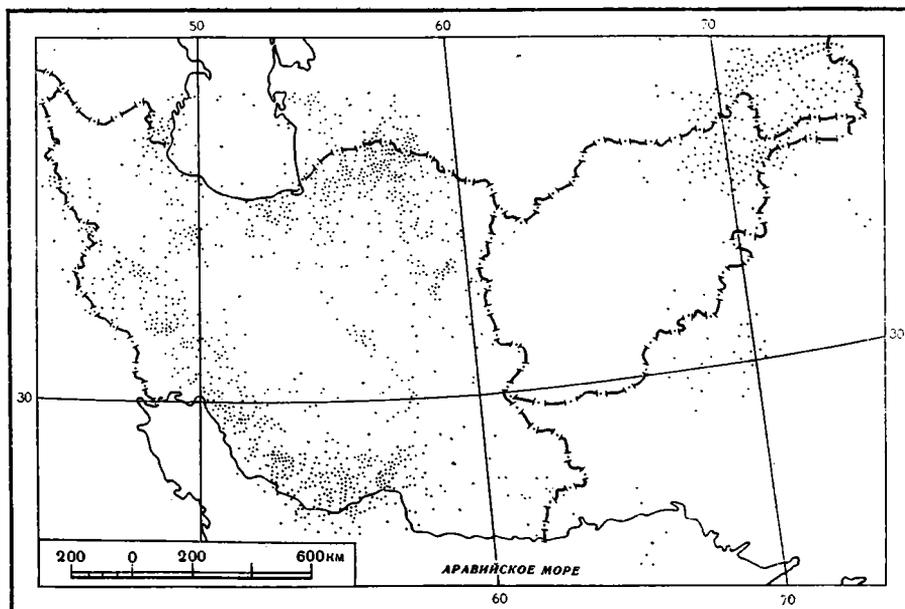


Рис. 2. Схема неотектонических структур восточной части Альпийского пояса
 1 — области максимальных поднятий (свыше 4 км); 2 — области поднятий от 2 до 4 км;
 3 — области поднятий до 2 км; 4 — крупнейшие неоген-четвертичные впадины; 5 —
 участки плиоцен-четвертичного вулканизма; 6 — зоны молодой (послемиоценовой)
 складчатости; 7 — современные границы плит; АР — Аравийской, ЗИ — Западно-Иран-
 ской, ВИ — Восточно-Иранской, ЮК — Южно-Каспийской, ЕВР — Евразийской,
 ИНД — Индийской, Л — Лутской, АФ — Афганской, ПХ — Памиро-Хазарской, ТР —
 Таримской, ТБ — Тибетской

ского моря и далее на юго-запад, уже на океаническом дне. Слабо вы-
 раженная сейсмическая граница подходит к этой зоне от юго-восточной
 оконечности глыбы Лут.

Таким образом, сейсмические данные позволяют выделить ряд мик-
 роплит в пределах восточной части Альпийского пояса: Западно-Иран-
 скую, Восточно-Иранскую, Южно-Каспийскую, Лутскую, Афганскую,
 Памиро-Хазарскую и, наконец, Тибетскую и Таримскую (рис. 2). Далее
 предстоит рассмотреть отдельные границы, с тем чтобы определить их
 природу и параметры движения микроплит.

Наиболее выразительной, давно и хорошо известной является зона
 сейсмичности, отвечающая одной из важнейших тектонических границ
 района Загроса. Она отделяет Аравийскую плиту от Восточно-Иран-
 ской микроплиты. Обычно зона Загроса рассматривается в качестве
 единой, хотя и довольно широкой полосы повышенной сейсмичности.
 В целом наибольшее сгущение землетрясений отмечается юго-западнее
 главного надвига, т. е. в области складчатого пояса. Анализ решений
 фокальных механизмов землетрясений района Загроса показывает, что,
 хотя известное представление о данной зоне как участке сжатия в об-
 щем справедливо, кинематическая схема здесь достаточно сложна
 (рис. 3).

Прежде всего необходимо определить простирания векторов смеще-
 ния (т. е. направление движения) между смежными плитами по данной
 границе. Как известно, каждый фокальный механизм характеризуется
 двумя нодальными плоскостями, одна из которых и отвечает истинной
 плоскости разрыва, по которому произошла подвижка. Для преодоле-
 ния неоднозначности выбора и разработано представление о горизон-
 тальной проекции вектора смещения. Последний должен иметь единое

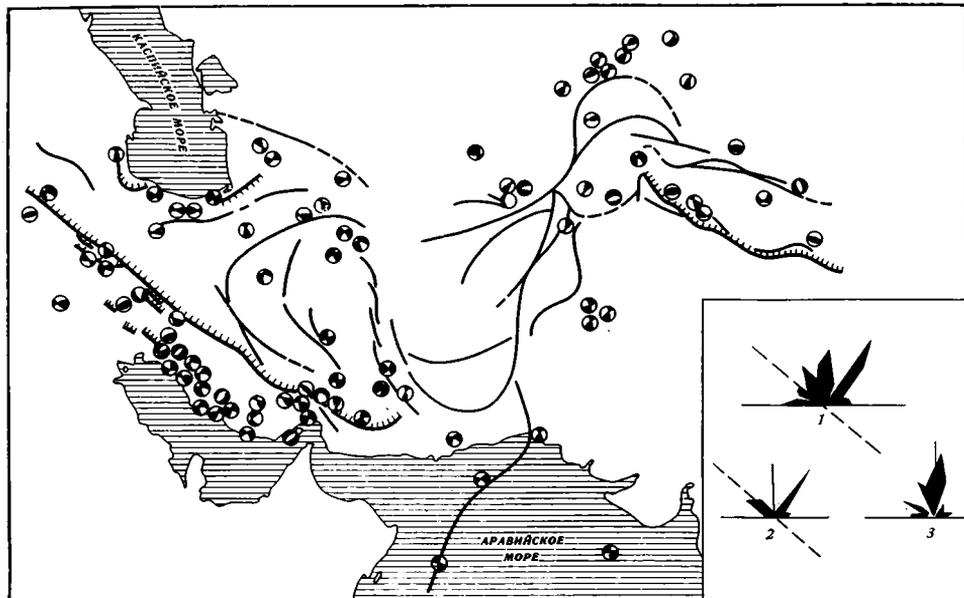


Рис. 3. Фокальные механизмы землетрясений в пределах восточной части Альпийского пояса (по Е. И. Широковой [23], А. Л. Балакиной и др. [2], А. Тандону и Х. Сриваставе [47], с добавлениями авторов). На врезке показаны розы простираний нодальных плоскостей землетрясений Загроса: 1 — суммарная, 2 — зоны главного надвига, 3 — складчатой зоны

направление (в идеальном случае, конечно) вдоль одной и той же границы. В данном случае по суммарному положению простираний векторов смещения отчетливо вырисовываются две пары максимумов, различающихся примерно на 30° (см. рис. 3). В одной паре (если принимать за один два сближенных максимума) уверенно в качестве направления относительного смещения выбирается плоскость, перпендикулярная к простиранию главного надвига, и это выглядит достаточно логично. В другой паре, по-видимому, следует выбрать направление движения почти строго на север. Естественно, что по одной межплитной границе движение не может осуществляться в двух направлениях одновременно, а их очень четкая обособленность не дает основания для выбора какого-то усредненного вектора. Если считать приведенные данные достаточно представительными, необходимо разделить довольно широкую полосу сейсмичности на две. И такое разделение с некоторыми оговорками сделать можно. Одна граница, выраженная не очень ярко, пройдет вдоль зоны главного надвига Загроса, и ей действительно отвечают механизмы землетрясений с векторами смещений, перпендикулярными линии надвига. Вторая же полоса четко обозначается вдоль внешней зоны складчатой системы, а преобладающие векторы смещений здесь ориентированы почти строго на север. Зона Загроса в целом традиционно считается зоной субдукции, погружения одной литосферной плиты под другую, и приводились определенные сейсмологические данные в пользу именно такой схемы [44]. Однако недавние и достаточно детальные исследования скорее указывают на рассеянную сейсмичность, присущую всей литосфере в области между главным надвигом и фронтальной зоной, и отсутствие признаков (на современном этапе) погружающейся на северо-восток глубинной фокальной зоны [43]. Характерно, что сама полоса сейсмичности очень строго ограничена с севера линией главного надвига.

С севера Центральный Иран обрамлен дугообразной системой склад-

чатых сооружений Эльбруса и Аладаг-Биналуда. Складчатые дислокации сочетаются здесь с надвиговыми нарушениями, причем преобладающее направление вергентности структур обычно северное [49]. Это несомненно активная граница плит, во многом напоминающая систему Загроса, отличается от последней существенно меньшим развитием офиолитовых комплексов, выходы которых приурочены здесь только к Аладаг-Биналуду (район Сабзеvara). Основные деформации в этой зоне связаны, очевидно, с поддвигом по плоскости, наклоненной на юг, и свидетельством этого служит протяженная полоса известково-щелочных вулканитов эоцен-олигоценного возраста, аналогичных тем, что прослеживаются к северу от Загроса. Активное воздымание горных сооружений начинается с олигоцена. В процессе сжатия в осевой части Эльбруса деформированы миоценовые красноцветы, а по его периферии и плиоцен-плейстоценовые молассы [22]. Фокальные механизмы в данной зоне свидетельствуют о преимущественном сжатии.

Граница между Восточно-Иранской и Западно-Иранской микроплитами, по-видимому, очень молодая, поскольку выражена она только сейсмически и сечет большинство геологических структур. Здесь определен надвиговый механизм по одному из землетрясений. Западно-Иранская плита сочленяется на западе с одной или несколькими плитами Закавказья.

Зона Аладаг-Биналуда сочленяется с системой дислокаций Копетдага в сложном узле повышенной сейсмичности. Восточная часть Копетдага — это антиклинорное сооружение с довольно простой складчатой структурой, строго ориентированное на северо-запад. В отличие от этого западная его часть представляет собой сложный веер складок и разрывов, отходящих к западу и юго-западу от основного направления, которому следуют зоны передовых складок в Предкопетдагского прогиба. Диагональные разрывы в этом веерообразном пучке имеют как правые, так и левые смещения [9, 15]. На границе Копетдага и краевого прогиба располагается другое нарушение, по которому фиксируются как сдвиговые (правые), так и надвиговые современные подвижки. Об этом же свидетельствуют и фокальные механизмы землетрясений. Во многих отношениях Копетдаг напоминает структуру Большого Кавказа, правда, как отмечает В. Е. Хаин [22], в несколько вырождающемся виде. Есть данные о том, что и характер сейсмичности вдоль этой трассирующей в едином направлении системы резко различен по разные стороны от Каспия [33]. Деформации Копетдага обязаны очень молодым движениям, наиболее интенсивная фаза которых приурочена к среднему плиоцену.

В качестве самостоятельной микроплиты, занимающей пограничное положение между иранскими и афганскими структурами, должна быть выделена глыба Лут. Если само выделение Лутского блока в общем не вызывает сомнения, то относительно структуры этого района и геодинамической ее интерпретации имеются самые различные точки зрения. В схеме А. Новрузи [44] на основе нескольких решений фокальных механизмов предполагалось смещение Лутской плиты на север, что как-будто увязывалось с общей плитной моделью этого района. Затем были высказаны мнения, что Лут не должен рассматриваться как жесткое тело, а для объяснения особенностей его структуры скорее применимы принципы пластических деформаций [30]. Возникли сомнения в возможности использования тектоники жестких плит в столь сложной структурной ситуации [42]. И действительно, строение этого района весьма своеобразно. По поясам сейсмичности современная плита района Лут вырисовывается достаточно отчетливо в виде неправильного овала, вытянутого в меридиональном направлении. Уже и ранее указывалось на своеобразный структурный рисунок вокруг глыбы Лут, напоминающей узор «закручивания» [5]. Имеющиеся ре-

шения фокальных механизмов землетрясений со всей очевидностью говорят о главенствующей роли праводвиговых смещений по всей периферии глыбы, что само по себе исключает предположение о движении этой плиты просто на север. С фокальными механизмами четко согласуются и разрывные нарушения. В работе М. Берберяна [26] приведены разрывы района Лут и отмечены те из них, для которых геологические данные позволяют говорить о сдвигах. Из 23 только 3 разрыва — левые, а все остальные имеют правостороннее смещение. К этому следует добавить, что один из крупнейших разрывов по северной окраине глыбы, Доруне, показан как левый, хотя имеются определенные данные о том, что по нему отмечены в некоторых пунктах и правые подвижки, а в целом наиболее ярко здесь проявлены вертикальные смещения [48].

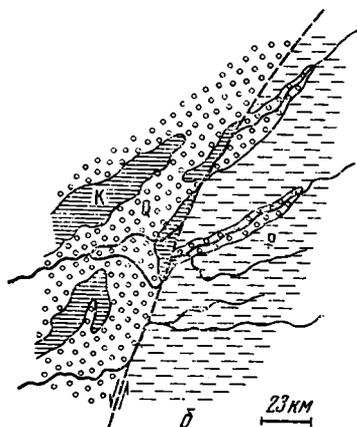
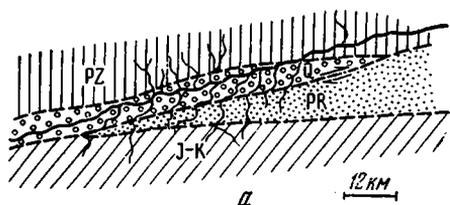


Рис. 4. Смещения гидросети по молодым сдвигам: а — Герирудскому, б — Мукуро-Чаманскому

К востоку от Лута выделяется, по-видимому, единая плита, охватывающая большую часть территории Афганистана и частично прилегающие площади и отрисованная по трем протяженным границам. Одна из них проводится по восточному шву Лутской глыбы (Восточно-Иранский флишевый прогиб), другая — вдоль сложных сооружений Сулейман-Киртара, а третья — по системе Герирудского шва. Последний, однако, как уже указывалось, практически совершенно не выражен на картах современной сейсмичности.

Герирудский шов представляет собой важнейший рубеж, отделяющий альпийские сооружения в пределах территории Афганистана от расположенной севернее Туранской плиты. Эта граница приурочена к широтной системе горных сооружений Паропамиза и характеризуется сложной ассоциацией

структур, включающей в себя фрагменты различных по возрасту и составу комплексов. Общий структурный рисунок, несомненно, связан с крупным правосторонним смещением вдоль этой зоны [18]. Вероятно, со сдвигом при деформациях краевых частей Туранской плиты связано и возникновение некоторых грабенов (Яковлангского, например), выполненных неогеновыми грубообломочными толщами. Можно предполагать поэтому, что смещения по Герирудскому сдвигу начались по крайней мере с раннего миоцена. Ярko выражены и новейшие сдвиговые подвижки по Герирудскому разрыву, что отражается на самых молодых формах рельефа, а космические снимки наглядно это демонстрируют. Есть данные о том, что в районе среднего течения р. Герируд наблюдается смещение гидросети (современных водотоков) на 800 м [24]. Очень резкие характерные изгибы левых притоков этой реки приурочены к зоне основного нарушения на участке между Яковлангом и Гератом (рис. 4). Аналогичные смещения, объяснить которые можно только правым сдвигом, наблюдались и в других местах. Все это, несмотря на весьма слабую сейсмичность, заставляет считать зону Герирудского нарушения активной межплитной границей.

Граница между альпийскими структурами Афганистана и Индийской плитой проходит в зоне Белуджистана и Сулейман-Киртара. Это молодые горные сооружения, сложно изогнутые в плане, которые образуют широкую полосу гетерогенного строения. Прежде всего показательно наличие здесь мощных офиолитовых зон. Одна из них вытянута вдоль долины р. Тарнак и отделяет внутренние районы Альпийского пояса от терригенных прогибов Пакистана и юго-восточного Афганистана. К этой зоне приурочен один из наиболее протяженных и ярко выраженных разрывов — Мукуро-Чаманский [17]. Структура зоны нарушения в плане и отчетливые смещения русел молодых водотоков по этому разрыву (см. рис. 4) определенно свидетельствуют о левосторонних сдвиговых подвижках вдоль него, продолжающихся вплоть до настоящего времени. К юго-западу от этого разрыва располагается другая зона, очевидно, глубокого заложения, вдоль которой также имеются выходы офиолитовых тел, — линия Кветты. Хотя она и не рисуется в виде единого разрыва, на отдельных участках дислокации здесь ориентированы в соответствии с левобочковым смещением. Левые сдвиги в районе этой зоны определяются и по фокальным механизмам (на глубинах 20—30 км). Извилистая конфигурация в плане зоны Кветты должна неизбежно привести к сложной ассоциации структур в местах резких изменений ее простирания. Эти условия, очевидно, и предопределили причудливый тектонический узор складчатых структур Сулеймановых гор и прилегающих территорий. Закономерны при этом фокальные механизмы надвигового типа, отмеченные для неглубоких землетрясений на широтном отрезке Сулейман-Киртара [40], как раз в том месте, где при отклонении сместителя левого сдвига вправо возникают условия сжатия. В качестве межплитной границы на предложенной схеме (рис. 1) все же принят Мукур-Чаманский разрыв, по которому и предполагается основное смещение Индийской плиты относительно Афганской, хотя деформациям при сдвиге, несомненно, подверглась широкая (не менее 100 км) полоса пограничных структур, заключенная между этим разрывом и зоной Кветты. При этом складчатостью затронуты молодые отложения, включая неоген и даже местами нижнечетвертичные образования.

Юго-восточная граница Афганской микроплиты подходит к береговой линии Аравийского моря и, очевидно, продолжается далее на юг в виде известной зоны нарушений Оуэн. Структура зоны, как можно судить по океанологическим данным, достаточно сложна, особенно при приближении к континенту [25, 35]. Она сейсмически активна в настоящее время. Несколько вполне надежных решений, выполненных по наиболее крупным землетрясениям последних лет, указывают на левосдвиговые смещения вдоль зоны Оуэн, что согласуется с движениями и по Мукуро-Чаманскому разрыву.

Относительно слабая полоса сейсмичности прослеживается от северной оконечности зоны Оуэн (хр. Меррей) на северо-запад, замыкая тем самым контур Афганской микроплиты. Надежные данные о характере движений по этой границе отсутствуют.

К северо-востоку от Афганской микроплиты располагается сложная система структур Памиро-Гималайского синтаксиса. Имеющиеся материалы позволяют только весьма приближенно наметить здесь границы некоторых плит. Дополнительные трудности связаны с приуроченностью к этому району давно известной, хотя и трактуемой с разных позиций, зоны Памиро-Гиндукушских глубокофокусных землетрясений. В свете современных данных эту глубинную фокальную зону, вероятно, следует рассматривать как след погружения в мантию

литосферы, причем скорее всего литосферы мощной, континентального типа [3, 34]².

Район самого синтаксиса отличается особой сложностью и включает весьма разнородные элементы. По сейсмичности здесь трудно наметить вполне четкие границы. Учитывая пространственное положение основных кристаллических массивов докембрия и ориентировку главных разрывов, можно выделить Памиро-Хазарскую микроплиту. На западе ее естественным ограничением может служить крупный разрыв к востоку от Кабула, а дальше — система краевых нарушений Западного Бадахшана, Дарваза (Дарваз-Каракульский сдвиг), переходящих во фронтальные надвиги Памира. В целом это совершенно самостоятельная группа нарушений, и было бы ошибочно, как это нередко и делается, связывать ее непосредственно со сдвиговой зоной Сулейман-Киртара. Обособленность этих зон (хорошо видная на всех космических снимках), очевидно, отражает независимый характер движения Памиро-Хазарской и Афганской микроплит. С востока граница Памиро-Хазарской плиты может быть намечена либо по четкому изгибу зоны «флиша Инда» в районе Нанга-Парбат, а севернее — по краевым сдвигам Восточного Памира, либо по Каракорумскому разлому. По фокальным механизмам наиболее ярко выделяется фронтальная зона Памира, где преобладают условия сжатия.

Три отчетливые сейсмические границы отходят от района синтаксиса, разделяя плиты Таримскую, Тибетскую и Индийскую. Пожалуй, именно в этом месте наиболее ярко выражено воздействие Индостанского «клина» при столкновении с Евразией. Гималайский фронт характеризуется в основном мелкофокусными землетрясениями, среди которых несомненно преобладающими являются надвиги, в которых направление сжатия перпендикулярно простиранию складчатых структур. Однако существуют также данные о сжатии под углом или даже вдоль фронта [47]. На космических снимках Гималаев можно наметить некоторые нарушения, по которым весьма вероятны сдвиговые подвижки. Очень ярко выражен Каракорумский сдвиг, по которому, вероятно, происходит значительная часть смещения Памиро-Хазарской микроплиты к северу.

Таким образом, анализ сейсмичности с учетом данных по геологическим структурам района позволяет выявить границы плит внутри Альпийского пояса и определить общий характер движения по ним.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ДВИЖЕНИЯ ПЛИТ И МИКРОПЛИТ

Чтобы понять закономерности образования форм рельефа и новейших тектонических структур рассматриваемого региона, необходимо определить параметры движения выделяемых плит (полюса вращения и скорости) как по отношению друг к другу, так и по отношению к какой-то единой системе отсчета, за которую целесообразно в данном случае принять Евразию. Все расчеты параметров движения пар плит, а также увязка движений всего ансамбля микроплит были выполнены на ЭВМ «Hewlett Packard 3000» по программам, разработанным в Институте океанологии АН СССР [16].

Параметры движения главных литосферных плит получены исходя из океанологических данных и по увязке относительных движений между Индийской, Африканской, Аравийской и Евразийской плитами. Индийская плита продвигается к Евразийской вращением вокруг полюса с координатами $16,2^\circ$ с. ш., $26,4^\circ$ в. д. (табл. 1,2) с линейной скоростью (в районе Памира) $4,5$ см/год [39]. Вектор движения Индии по направлению к Евразии ориентирован в районе Кашмирского высту-

² В настоящей работе анализируется коровая сейсмичность и зона Памиро-Гиндукушских землетрясений подробно не рассматривается.

Наблюденные и расчетные азимуты векторов смещения вдоль некоторых границ плит

№ п/п	Координаты точек наблюдения		Азимуты векторов смещений		Разность
	широта	долгота	наблюденные	вычисленные	
Аравийская — Восточно-Иранская (по главному надвигу Загроса), полюс 25,7° с. ш. — 67,5° в. д.					
1	36,6	45,0	31,0	34,7	-3,7
2	34,5	47,5	39,0	36,1	2,8
3	34,0	47,0	35,0	35,8	-0,8
4	34,0	47,5	52,0	36,1	15,8
5	32,5	49,0	31,0	36,9	-5,9
6	27,8	57,0	42,0	41,0	0,9
7	27,3	56,6	38,0	40,7	-2,7
8	27,7	56,7	34,0	40,8	-6,8
8	27,9	55,9	40,0	40,4	-4,2
10	27,8	54,5	30,0	39,5	-9,5
Южно-Каспийская — Евразийская (по Копетдагу), полюс 11,3° с. ш., 41,4° в. д.					
1	39,2	55,7	-64,0	-60,4	-3,5
2	39,1	56,0	-62,0	-59,8	-2,1
3	38,9	56,5	-60,0	-58,7	-1,2
4	38,6	57,0	-56,0	-57,6	1,6
5	38,3	57,5	-48,0	-56,4	8,4
6	37,7	58,7	-65,0	-53,8	-11,1
7	37,5	59,4	-62,0	-52,4	-9,5
8	37,1	60,0	-43,0	-51,0	8,0
Афганская — Индийская (по Мукуро-Чаманскому разлому), полюс 28,6° с. ш., 72,4° в. д.					
1	29,8	66,1	12,0	1,5	10,4
2	30,0	66,2	10,0	3,7	6,2
3	30,5	66,3	17,0	9,0	7,9
4	31,0	66,5	26,0	14,7	11,2
5	31,5	66,8	29,0	20,9	8,0
6	31,8	67,0	30,0	24,7	5,2
7	32,0	67,2	29,0	27,6	1,3
8	32,5	67,6	42,0	34,6	7,3
9	32,8	68,0	56,0	39,8	16,1
10	33,0	68,3	57,0	43,6	13,3
Афганская — Евразийская (по Герирудскому разлому), полюс 51,3° с. ш., 60,0° в. д.					
1	34,2	63,0	85,0	83,8	-1,4
2	34,2	63,5	82,0	82,6	-0,6
3	34,3	64,0	82,0	81,7	0,2
4	34,3	64,5	80,0	80,8	-0,8
5	34,4	65,0	78,0	79,8	-1,8
6	34,5	66,0	79,0	78,0	0,9
7	34,6	66,5	77,0	77,0	0,0
8	34,6	67,0	75,0	76,2	-1,2
9	34,7	67,5	74,0	75,2	-1,2
10	34,8	68,0	74,0	74,3	-0,3

па почти строго на север с небольшим отклонением на северо-запад. Сближение Аравийской плиты с Евразийской происходит вокруг полюса с координатами 34° с. ш., 9° з. д. и с линейной скоростью (в районе Омана) около 3,5 см/год.

Для расчета положения полюсов вращения микроплит были использованы векторы смещений, определенные из решений фокальных механизмов землетрясений и направления крупных сдвигов, по которым достаточно твердо установлены чисто сдвиговые смещения. К структурам несомненно сдвиговой природы мы относим северо-за-

падный отрезок Копетдага, а также Герирудский Мукуро-Чаманский и Каракорумский разрывы. В некоторых местах, для глыбы Лут например, были использованы в комплексе как сейсмологические данные, так и простирания сдвигов. В табл. 1 приведены наблюдаемые и рассчитанные из соответствующих полюсов векторы смещения для следующих пар плит: Аравийская — Восточно-Иранская (по решениям фокальных механизмов землетрясений вдоль главного надвига Загроса), Южно-Каспийская — Евразийская (по северо-западному отрезку Копетдага), Афганская — Евразийская (по Герирудскому сдвигу), Афганская — Индийская (по Мукуро-Чаманскому сдвигу). Можно видеть, что почти везде разница между наблюдаемыми и рассчитанными векторами смещений не превышает $10\text{--}15^\circ$, т. е. находится в пределах ошибок измерений.

Скорости смещений вдоль отдельных границ плит, как правило, определены довольно приближенно, так как надежные данные такого рода исключительно редки. Линейная скорость между Аравийской и Восточно-Иранской плитами оценивалась по амплитуде надвигания меловых толщ на плиоценовые отложения в районе Загроса по крайней мере на 40 км [29]. Это дает среднюю скорость 2 см/год.

Приближенное представление о скорости смещения вдоль Герирудского разрыва могут дать амплитуды характерных Z-образных изгибов притоков р. Герируд, пересекающих это нарушение, определенные по аэрофото- и космическим снимкам (см. рис. 4). Можно предполагать, что эти смещения водотоков связаны именно со сдвигом, поскольку на различных участках этого мощного нарушения в разной геоморфологической ситуации направления изгибов одинаковы. Средняя амплитуда смещения около 5 км. Наиболее вероятное время оформления речной сети в этом районе — верхний плиоцен, т. е. около 2 млн. лет назад [19], и скорость, таким образом, составляет $0,2\text{--}0,3$ см/год.

Вероятно, наиболее точная оценка скоростей движения микроплит в рассматриваемом районе получена для границы между Памиро-Хазарской и Евразийской плитами при наблюдениях на Гармском полигоне. В. К. Кучай и его соавторы [11] опубликовали результаты повторных геодезических измерений реперов по двум сечениям через Вахшский надвиг, являющийся северной границей Памира. В одном сечении расстояние между реперами по горизонтали сокращается со скоростью 1,65 см/год, а в другом скорость составляет 1,45 и 1,47 см/год. Чистое смещение с учетом наклона сместителя идет в обоих случаях примерно со скоростью 2 см/год. Поскольку триангуляционная сеть не включает всю зону нарушений, скорость здесь может быть и несколько большей [13]. Близкие цифры рассчитаны по смещениям молодых форм рельефа и четвертичных отложений в зоне Дарваз-Каракульского разрыва на западном фланге Памира [10]. Для Копетдагского правого сдвига приводятся данные, указывающие на скорость $0,1\text{--}0,2$ см/год [20, 21].

Полюс, отвечающий Каракорумскому разлому и определенный по простиранию его прямолинейных участков, находится в точке $20,23^\circ$ с.ш. и $61,6^\circ$ в. д. [7]. Скорость смещения вдоль Каракорумского разлома с большой условностью взята такой же, как и для Вахшского надвига (предполагается, что Вахшский надвиг на своем восточном конце, изгибаясь, переходит в Каракорумский сдвиг).

Таким образом, получены параметры относительных движений следующих пар плит и микроплит: Аравийской и Восточно-Иранской, Южно-Каспийской и Евразийской, Афганской и Евразийской, Памиро-Хазарской и Евразийской, Памиро-Хазарской и Тибетской. Кроме того, приводятся данные о движении Лута относительно смежных плит. Используя правило замыкания движений вокруг точки тройного сочленения [38], мы рассчитали недостающие параметры движения

Параметры движения некоторых литосферных плит

Плиты и микроплиты *	Координаты полюса		Скорость 10^{-7} гр/ /год**	Данные
	широта	долгота		
Аравийская/Евразийская	34,0°	-9,0°	5,6	Ле Пишон и др. [12]
Аравийская/Восточно-Иранская	25,74	-67,6	3,0	Данная работа (по главному надвигу Загроса)
Восточно-Иранская/Евразийская	24,75	26,47	4,34	Данная работа (по замыканию)
Южно-Каспийская/Евразийская	11,3	26,47	0,6	Данная работа (по Копетдагу)
Южно-Каспийская/Восточно-Иранская	26,8	23,8	-3,74	Данная работа (по замыканию)
Афганская/Евразийская	51,4	60,0	-1,0	Данная работа (по Герирудскому разлому)
Афганская/Индийская	48,4	61,22	-0,45	Зоненшайн, Савостин [6]
	28,6	72,4	-11,8	Данная работа (по Мукуро-Чаманскому разлому)
Индийская/Евразийская	16,2	26,4	7,6	Майнстер и др. [39]
Памиро-Хазарская/Евразийская	23,0	33,9	2,8	Зоненшайн, Савостин [6]
Тибетская/Памиро-Хазарская	20,23	61,6	-3,6	То же
Тибетская/Евразийская	5,28	109,14	-1,6	»
Лутская/Афганская	29,7	56,0	?	Данная работа (по краевым нарушениям Лута)
Лутская/Восточно-Иранская	31,7	59,6	?	

* Плита, указанная первой, вращается относительно второй плиты.

** Положительные значения — вращения против часовой стрелки, отрицательные значения — вращения по часовой стрелке.

всех микроплит рассматриваемого региона по отношению к Евразии. Полученные данные сведены в табл. 2. По этим данным, а также известным параметрам движения Индии и Аравии относительно Евразии проведена реконструкция на 10 млн. лет назад (рис. 5). При всех возможных и вполне естественных неточностях в определении параметров движений (в особенности это касается скоростей движения отдельных микроплит), их анализ позволяет воссоздать в основных чертах кинематическую картину взаимодействия литосферных плит на новейшем этапе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как следует из рис. 5, в движении мозаики плит и микроплит восточного отрезка Альпийского пояса хорошо видна определенная закономерность. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что движение мозаики микроплит носит явно подчиненный характер и, безусловно, определяется взаимодействием трех микроплит: Евразийской, Индийской и Аравийской. Клин Индостана, несущий на своем острие Памир, вдаётся глубоко внутрь Азии. От него в разные стороны как бы веерообразно расходится серия микроплит: Афганская микроплита (так же как, вероятно, и блоки Таджикской и Ферганской впадин) движется на запад, Таримская микроплита — на северо-запад, а Тибетская — на северо-восток. На западном участке рассматриваемого региона определяющим становится взаимодействие с Аравийской плитой. К западной компоненте движения, наиболее четко выраженной для Афганской микроплиты, добавляется северная, «аравийская», и в движениях Восточно-Иранской, Западно-Иранской и Южно-Каспийской плит относительно Евразии уже преобладают северо-западные направления.

В соответствии с общей картиной движения находится пространственное распределение типов границ плит и микроплит. Преобладаю-

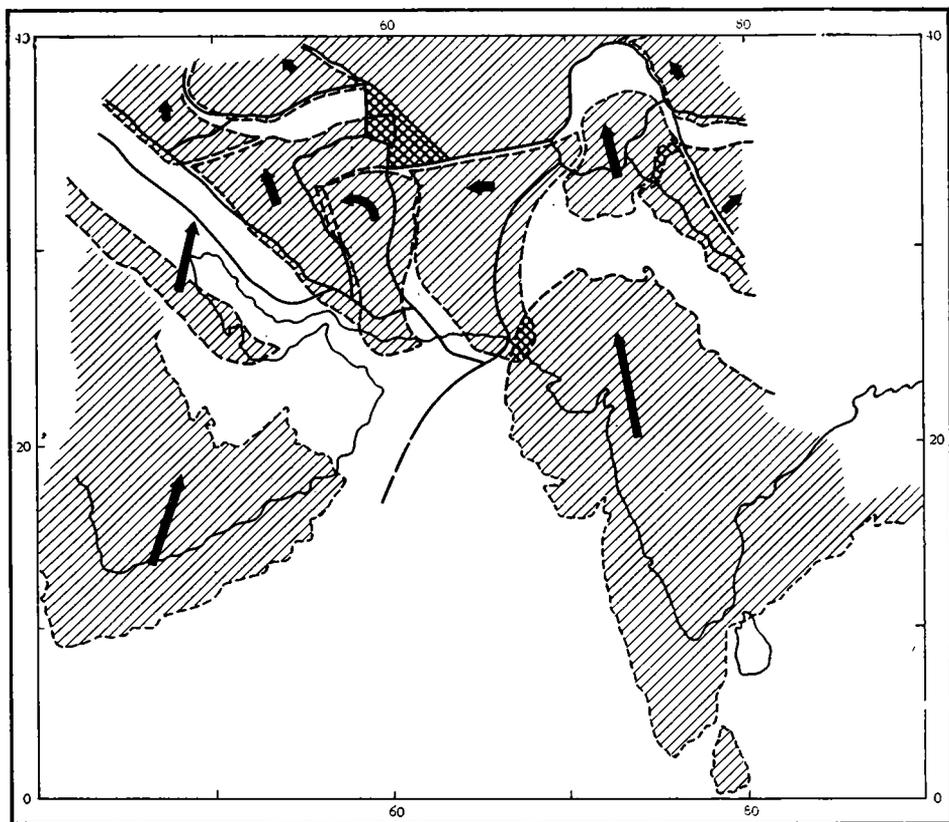


Рис. 5. Взаимодействие плит и микроплит востока Альпийского пояса (по отношению к Евразии) на новейшем этапе

1 — современные границы плит; 2 — положение границ 10 млн. лет назад; 3 — участки «нежесткого» взаимодействия (изменения контуров плит, растяжение, пластические деформации); 4 — направления движения плит и микроплит относительно Евразии (длины стрелок пропорциональны линейным скоростям)

щим типом границ являются границы сжатия. На рис. 5 белыми оставлены те пространства, которые были сокращены при перемещении микроплит. Нетрудно видеть, что основные сокращения площади за последние 10 млн. лет относятся к пространствам, лежащим к северу от Памира и Индии и к северо-востоку от Аравии. Величина сокращения здесь достигает 150—250 км. С сокращением перед фронтом Памира и Индии с уверенностью можно связывать возникновение цепей Гиндукуша, Гималаев и высокогорных плато Памира и Тибета. В пределах Ирана основные деформации, обусловленные сближением Аравии и Евразии, происходили в двух поясах — Загросе и Эльбурсе. Наибольшее сокращение приурочено к Загросу и, несомненно, это определило его позднемiocен-плиоценовое воздымание. Значительное сокращение площади, очевидно, произошло и в зоне Эльбурса, вдоль границы взаимодействия Южно-Каспийской и Восточно-Иранской микроплит. На границе Восточно-Иранской микроплиты с Евразией (по восточному отрезку Колетдага) уже значительна сдвиговая составляющая, и величина сокращения здесь не превышает 20—40 км. Показательно, что основное сокращение площади и связанное с ним воздымание горных сооружений отвечает границам, на которых происходит практически «лобовое» взаимодействие плит и микроплит.

«Расклинивающее» действие Индии выражается в появлении к западу и востоку от Памирского узла серии субширотных и субмеридиональных сдвигов, что особенно хорошо видно на примере движения Афганской микроплиты, смещение которой относительно Евразии идет по зоне Герирудского краевого сдвига, а относительно Индии — вдоль Мукуро-Чаманского разлома и систем сооружений Сулейман-Киртара³. Как следует из реконструкции (рис. 5), практически чисто сдвиговый характер взаимодействия между Афганской и Памиро-Хазарской и Афганской и Индийской плитами сменяется на крайнем юго-востоке Афганистана участком небольшого растяжения, следы которого можно видеть в районе сочленения континентальных структур с океаническими на хр. Меррей. Одновременно с движением Афганской микроплиты к западу Тибетская микроплита смещается к северо-востоку. Этот процесс раздвижения микроплит в стороны от Индийского клина был впервые отчетливо показан на схеме П. Молнара и П. Тапонье [41].

На стыке между движущейся на запад Афганской и смещающейся на северо-запад Восточно-Иранской микроплитами располагается глыба Лут. Особенности ее движения определяются тем, что она находится на границе, где происходит смена направлений движения микроплит при переходе от зоны воздействия Индийской плиты к Аравийской. Зажатая между микроплитами, испытывающими разнонаправленные перемещения, и увлекаемая ими, глыба Лут как бы проворачивается относительно своих соседей против часовой стрелки, образуя вдоль всех своих границ систему правобоковых смещений. В соответствии с приведенной схемой на неотектоническом этапе области наибольшего сжатия по периферии Лута приурочены к южной части Восточно-Иранского флишевого прогиба и району хребта Шатори, что хорошо согласуется с геологическими данными.

Севернее глыбы Лут располагается сложный узел сочленения структур Эльбурса, Копетдага и Герирудской зоны, обусловленный взаимодействием сразу нескольких микроплит. Выполненная реконструкция показывает, насколько сложна структурная ситуация в этом месте. Для ее объяснения приходится предполагать и некоторое видоизменение (приспособление) контуров микроплит во времени и, что наиболее вероятно, существенную роль пластических деформаций.

В приложении к рассматриваемой схеме чрезвычайно остро встает вопрос о жесткости плит и о «внутриплитных» деформациях. Мы, следуя подходу, изложенному в работах Д. Маккензи [37], Л. П. Зоненшайна и его соавторов [7], рассматриваем новейшую тектонику восточной части Альпийского пояса с точки зрения взаимодействия жестких плит и микроплит, допуская, что пластические деформации сосредоточены только в отдельных зонах или узлах. Наличие пластических деформаций, несомненно, явилось причиной возникновения нескольких сложных участков, таких, как район сочленения Копетдага, Эльбурса и Герирудской полосы, район хр. Меррей, где приходится допускать некоторое видоизменение границ в процессе сжатия.

О возможных нежестких деформациях свидетельствует своеобразный выступ фундамента, ориентированный в поперечном направлении в виде вала на месте наибольшего расширения Сулейман-Киртара (рис. 6). По данным аэромагнитной съемки [27] этот выступ вырисовывается по контурам изолиний глубин залегания кровли магнитного фундамента (границы катазоны и мезозоны метаморфизма в интерпретации геофизиков). В соответствии с этим может быть высказано предположение, что в процессе сжатия нижняя, менее вязкая часть литосферной плиты испытала пластическую деформацию с образова-

³ На реконструкции Афганская микроплита смещена к востоку несколько больше расчетной (минимальной) величины, до соприкосновения с Памиро-Хазарской, что лучше соответствует данным о сдвиговом смещении в зоне их взаимодействия.

нием поперечного валообразного «вздутия». Характерно при этом, что в поверхностной структуре этот вал по существу никак не выражен, и можно думать, что это действительно выпуклый фронт метаморфизма, в процессе подъема которого произошла переработка части литосферы. Самая же верхняя часть плиты реагировала на напряжения уже как тело достаточно вязкое, с образованием разрывных нарушений, в частности надвигов.



Рис. 6. Схема строения пограничной зоны между Афганской и Индийской плитами (по космическим снимкам ERTS-1)

1 — разрывные нарушения (а — сдвиги, б — надвиги); 2 — структурные линии; 3 — выходы офиолитов; 4 — контур поперечного поднятия фундамента. М-Ч — Мукуро-Чаманский разрыв, ЗК — зона Кветты

Интенсивные внутриплитные деформации можно предполагать и в районе Загроса, где нижняя, подкорвая часть литосферы могла погружаться в зону субдукции, а собственно Загросская микроплита, состоящая по существу из содранных верхних частей литосферы, испытывает общее сжатие, о чем свидетельствует довольно широко рассеянная по всей мощности плиты сейсмичность [28].

Можно предполагать, что часть деформаций шла за счет растрескивания микроплит, их дробления. Следы этого можно видеть в появлении некоторых поперечных полей развития молодых вулканитов на Луте и в Афганистане (Багманская группа вулканов, эффузивы Кохи-Султан, Дашти-Наварская впадина). Повсеместно это коровый вулканизм в основном кислого состава, в отдельных случаях (Дашти-Навар) проявляются андезитовые разности. Особо интересен описанный в Сейстане вулкан Ханнешин [4], характеризующийся карбонатитовым составом лав, что, как известно, присуще обычно начальной стадии развития рифтовых зон, формирующихся на континентальной коре (на новейшем этапе это ярко выражено в Восточной Африке). На продолжающееся дробление плит указывает и произошедшее в сентябре 1978 г. мощное землетрясение с эпицентром в районе г. Табас, т. е. по существу уже внутри Лутской плиты.

Из рассмотренного видно, что вся современная структура востока Альпийского пояса в целом хорошо согласуется с представлением о сближении Евразийской, Индийской и Аравийской плит. Началом этого этапа явилось, очевидно, столкновение Индии с Евразией около 30—35 млн. лет назад. В процессе продвижения Индии на север в зону сжатия были вовлечены как обломки бывших микроконтинентов в Тетисе, так и части крупных плит. При этом происходят сложные пере-

мещения микроплит, в том числе и в стороны от выступающего клина Индостана, с образованием мощных сдвиговых зон и структур кручения (Лут). Именно со столкновением, очевидно, связан этап новейшей тектонической активизации территории с ростом горных цепей в зонах, где коробились и наезжали один на другой блоки литосферы.

Несомненно, что подход к анализу новейшей тектоники Альпийского пояса с позиций «жесткости» литосферных плит вполне продуктивен и дает возможность понять общую картину. Однако в отдельных узлах, зонах этот принцип, очевидно, нарушается и в детальных построениях необходимо считаться с возможностью нежесткого взаимодействия плит.

Литература

1. Адамия Ш. А., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа.— Геотектоника, 1977, №4, с. 88—103.
2. Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева И. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И. Поле упругих напряжений Земли и механизмы очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 191 с.
3. Винник Л. П. Неоднородности верхней мантии Альпийско-Гималайского пояса по данным сейсмологии.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тез. докл. М., 1978, с. 46.
4. Вихтер Б. Я., Еременко К. Г., Чмырев В. М. Молодой вулканогенный карбонатитовый комплекс в Афганистане.— Сов. геол., 1975, № 10, с. 107—117.
5. Гамкрелидзе И. П. Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса.— Геотектоника, 1977, № 3, с. 25—38.
6. Зонешайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979, 311 с.
7. Зонешайн Л. П., Савостин Л. А., Мишарина Л. А., Солоненко Н. В. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит внутренней Азии.— В кн.: Геофизические и подводные исследования Байкальской впадины: Ин-т океанологии. М., 1979, с. 157—203.
8. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.
9. Крымус В. Н. Разрывная тектоника Копет-Дага.— В кн.: Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966, с. 56—72.
10. Кучай В. К., Трифонов В. Г. Молодой левый сдвиг в зоне Дарваз-Каракульского разлома.— Геотектоника, 1977, № 3, с. 91—106.
11. Кучай В. К., Певнев А. К., Гусева Т. В. О характере современных тектонических движений в зоне Вахшского надвига.— Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 3, с. 673—677.
12. Ле Пишон К., Франишо Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977, 287 с.
13. Певнев А. К., Гусева Т. В., Одинов Н. Н., Сапрыкин Г. В. Закономерности деформаций земной коры в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня.— В кн.: Современные движения земной коры. Новосибирск: Наука, 1978, с. 86—92.
14. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 3—23.
15. Расцеев Л. М. Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой.— Геотектоника, 1966, И 3, с. 93—109.
16. Савостин Л. А., Пучков П. А. К расчету положения полюсов относительного движения литосферных плит.— В кн.: Тектоника литосферных плит: Ин-т океанологии, М., 1979, с. 227—248.
17. Сборщиков И. М. Тектоника Афганистана и проблема структурной эволюции Альпийского пояса (памиро-восточно-иранский отрезок).— Геотектоника, 1976, № 3, с. 58—73.
18. Сборщиков И. М., Дронов В. И., Калимулин С. М., Мирзод С. Х. Структурные соотношения Туранской плиты и складчатых сооружений Альпийской складчатой области.— Геотектоника, 1974, № 2, с. 104—115.
19. Славин В. И., Демин А. Н. Орогенный (неотектонический) этап развития территории Афганистана.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1972, № 2, с. 60—74.
20. Трифонов В. Г. Позднечетвертичные активные разломы Западной и Центральной Азии.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса: Тез. докл. М., 1978, с. 38.
21. Трифонов В. Г., Макаров В. М., Деревянко О. С. и др. Геологическое изучение Земли из космоса. М.: Наука, 1978. 227 с.
22. Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока (ст. 2).— Вестн. МГУ. Геология, 1969, № 1, с. 3—26.
23. Широкова Е. И. Изменения механизма очагов землетрясений в их связи с «ожившими» разрывами на Среднем и Ближнем Востоке.— Изв. АН СССР. Сер. физ. Земли, 1977, № 9, с. 29—38.
24. Auden J. B. Survey of land and water resources, Afghanistan 2. p. 1, geology FAO/SF AFG Rome, 1965, 154 p.

25. *Barker P. F.* A reconnaissance survey of Murray Ridge.— *Phil. Trans. Roy. Soc. A*, 1966, v. 256, p. 187—197.
26. *Berberian M.* Contribution to the seismotectonics of Iran (part 2).— *Geol. Surv. of Iran*, 1976, Rep. 39, 204 p.
27. *Bosum W., Hahn A., Kind E. G., Weippert D.* Flugmagnetometer-Vermessung Königreich Afghanistan. Bund. Boden. Hannover, 1968. 158 p.
28. *Bird P.* Finite element modeling of lithosphere deformation: Zagros collision orogeny.— *Tectonophysics*, 1978, v. 50, p. 307—336.
29. *Braud J., Ricou L. E.* L'accident du Zagros ou Main Thrust, un cha charriage et un conlissement.— *C. r. Acad. sci., Paris*, 1972, t. 272, p. 203—206.
30. *Cummings D.* Theory of plasticity applied to faulting Lut area, East-Central Iran.— In: *Geodin. of southwest Asia*, Tehran Symp. *Geol. Surv. Iran*, 1975, p. 35—41.
31. *Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan B. F., Bonnin J.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine system.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, v. 84, № 10, p. 3137—3180.
32. *Hsu K. J.* Origin of the Alps and Western Mediterranean.— *Nature*, 1971, v. 233, sept. 3, p. 44—48.
33. *Kaika K. L., Rao N. M., Narain H.* Sesmotectonic maps of southwest Asia region comprising Eastern Turkey, Caucasus, Persian Plateau, Afghanistan and Hindukush.— *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1974, v. 64, № 3, p. 815—834.
34. *Khalturin V. I., Raulan T. G., Molnar P.* The spectral content of Pamir-Hindukush intermediate depth earthquakes: evidence for a high-Q zone in the upper mantle.— *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, № 20, p. 2931—2944.
35. *Matthews D. H.* Owen fracture zone and the northern end of the Carlsberg Ridge.— *Phil. Trans. Roy. Soc. A*, 1966, v. 259, p. 187—197.
36. *McKenzie D. P.* Plate tectonic of the Mediterranean region.— *Nature*, Lond., 1970, v. 226, № 5242, p. 239—243.
37. *McKenzie D. P.* Active tectonics of the Mediterranean region.— *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 1974, v. 30, p. 109—185.
38. *McKenzie D. P., Morgan W. J.* Evolution of tripple junctions.— *Nature*, 1969, v. 224, p. 125—133.
39. *Minster J. B., Jordan T. H., Molnar P., Haines E.* Numerical modelling of instantaneous plate tectonic.— *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 1974, v. 36, p. 541—576.
40. *Molnar P., Fitch T. J., Wu F. T.* Fault plane solutions of shallow earthquakes and contemporary tectonic in Asia.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 19, p. 101—112.
41. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoics tectonics of Asia: effects of continental collision.— *Science*, 1975, v. 189, № 2401, p. 419—426.
42. *Monajer-Ashjai A., Benzadi H., Berberian M.* Reflections on the rigidity of the Lut Block and recent crystal deformation in Eastern Iran.— *Tectonophysics*, 1975, v. 28, p. 281—301.
43. *Niazi M., Asudeh I., Ballard G., Jackson J., King G., McKenzie D.* The depth of seismicity in the Kermanshah region of the Zagros (Iran).— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 40, № 2, p. 270—274.
44. *Nowroosi A. A.* Focal mechanism of erathquekes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East Asia.— *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1972, v. 62, № 3, p. 823—850.
45. *Ritsema A. B.* The contribution of the study of seismicity and earthquake mechanisme to the knowledge.— In: *Progr. in Geodynamics*. Amsterdam—New York, 1975, 517 p.
46. *Smith A. G.* Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, № 8, 82, p. 2039—2070.
47. *Tandon A. N., Srivastava H. N.* Focal mechanisms of some recent Himalayan earthquakes and regional plate tectonics.— *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1975, v. 65, p. 963—969.
48. *Tchalenko J. S., Berberian M., Benzadi M.* Geomorphpic and seismic evidence for recent activity on the Doruneh fault (Iran).— *Tectonophysics*, 1973, v. 19, p. 333—341.
49. *Tectonic Map of Iran Sc. 1 : 2 500 000.* *Geol. Surv. of Uran. Tehran*, 1973.
50. *Verma R. K., Manoj Mukhopandjay, Roy B. N.* Seismotactonica of the Himalaya, and the continental plate convergence.— *Tectonophysics*, 1977, v. 42, p. 219—335.
51. *Wellman H. W.* Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan.— *Geol. Rdsch.*, 1966, B. 55, N 3, p. 716—735.

УДК 551.242.21 (262.5)

МЕЙСНЕР Л. Б., ТУГОЛЕСОВ Д. А.

**ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИЕ ПРОГИБЫ ДНА
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ**

В статье содержится краткий обзор представлений о тектонике региона. Обобщены результаты геологических и сейсмических работ, что позволило уточнить внутреннюю структуру и форму олигоцен-неогенового прогиба. Установлено существование единого прогиба майкопского возраста, составными частями которого являются прогибы Индоло-Кубанский, Керченско-Таманский и Сорокина. На основании изучения материалов сейсморазведки по керченско-таманскому шельфу дается новая трактовка положения южного борта Керченско-Таманского прогиба. Данные о мел-палеогеновых литофациях свидетельствуют о замыкании Новороссийского флишевого прогиба Большого Кавказа в пределах Анапского выступа.

Морские геофизические исследования позволили в значительной степени уточнить форму олигоцен-неогеновых прогибов, тяготеющих к орогенным областям Кавказа и Крыма. Основным диагностическим признаком при картировании этих прогибов в Черном море служит наличие в них диапировых или криптодиапировых складок, образующихся в отложениях майкопской серии.

Давно известны и подробно изучены цепочки таких складок на Таманском полуострове. Пока отсутствовали данные о геологии Черного моря, преобладало представление, что эти складки лежат в южном крыле Индоло-Кубанского краевого прогиба и в пределах акватории предположительно меняют свое простираие с юго-западного на северо-западное, продолжаясь далее на Керченском полуострове [8]. Даже после того, как были проведены первые площадные сейсморазведочные работы МОВ на таманском шельфе, проследившие продолжение наземных складок далеко в море без признаков изменения их простираия, В. И. Корнеев и М. Р. Пустильников, опубликовавшие результаты этих работ, продолжали считать всю эту область южным крылом Индоло-Кубанского прогиба [9]. Ограничив свое рассмотрение только районом Тамани, они, по-видимому, не заметили, что «развернуть» складки из акватории к Керченскому полуострову уже невозможно.

С другой стороны, распространение майкопских складок в пределы Черного моря, а также идеи о широком развитии поперечных разломов в Крымско-Кавказском регионе (фактически не доказанные) привели к представлению о Керченско-Таманском поперечном прогибе [2, 6, 19].

Затем внимание геологов привлекло введенное Н. П. Херасковым понятие о периклинальном прогибе [17]. Этот термин был применен и для Керченско-Таманского прогиба [12, 13]. Следует, однако, заметить, что здесь имеет место неполное соответствие тектонотипу (погружению складок Южного Урала под отложения Предуральского краевого прогиба, расширяющегося по мере этого погружения). Складки Западного Кавказа, краевым прогибом которого является Индоло-Кубанский, практически не погружаются под майкопскую толщу, а затахают и отгибаются к юго-западу, параллельно молодым складкам Тамани. Прямое тектоническое продолжение Ахтырской флексурной зоны далее на юго-запад вдоль южного борта Благовещенской антиклиналь-

ной зоны было обстоятельно аргументировано В. И. Корнеевым и М. Р. Пустильниковым в уже упомянутой работе. Точно так же весьма мало сходно с тектонотипом и соотношение складчатого сооружения Горного Крыма с майкопским прогибанием. Лишь участок Юго-Западной равнины Керченского полуострова подходит под это определение.

Исходя из представления о кулисообразном сочленении мегантиклинорий Кавказа и Крыма, для разделяющего их Керченско-Таманского прогиба был предложен еще один термин — «межпериклиналиный» прогиб [15, 16]. Этот термин тоже не отвечает тектонической сущности прогиба, так как Керченско-Таманский прогиб — всего лишь составная часть сложной тектонической впадины, которая, как будет показано ниже, имеет три ветви: Индольскую, Западно-Кубанскую, Керченско-Таманскую. Керченско-Таманская ветвь простирается, по сути дела, вплоть до берегов Горного Крыма и по своим размерам и форме гораздо обширней промежуточной зоны между периклиналильными окончаниями Западного Кавказа и Горного Крыма.

Авторы этого термина высказали также догадку о продолжении Керченско-Таманского прогиба в пределах акватории далее на юго-запад, в «тыльный», так они выразились, прогиб Горного Крыма, но никак не расшифровали это свое предположение и не сделали из него никаких последующих выводов.

Начав в 1973 г. изучение материалов морских сейсморазведочных работ МОВ разных лет к югу от Крыма, мы убедились, что диапироподобные складки тянутся непрерывной полосой от Ялты до таманского шельфа. Хотя степень изученности этой зоны была весьма неравномерна, тем не менее имевшиеся данные позволили сделать заключение, что вдоль всего южного берега Крыма расположен крупный, линейно вытянутый прогиб майкопского возраста, смыкающийся на Тамани с Индоло-Кубанским [5, 18]. Поскольку на месте западной его части по одиночным профилям ГСЗ давно изображался округлый в плане прогиб Сорокина, мы сохранили это название за всем вновь установленным прогибом.

Результаты последующих морских сейсморазведочных работ в Керченско-Таманском регионе согласуются с этим нашим выводом. Однако некоторые исследователи [3, 4, 10] до сих пор придерживаются мнения, что Керченско-Таманский прогиб замыкается у внешней кромки шельфа.

Подводя итог краткому описанию представлений о майкопском прогибании в северо-восточной части Черноморского региона, следует отметить, что по-прежнему не существует единой точки зрения по этому вопросу. Это объясняется прежде всего недостаточным объемом морских работ и недостаточной глубиной исследований. Также немаловажным обстоятельством, затрудняющим понимание этого сложного региона, является присущее большинству исследований локальное рассмотрение отдельных его участков, в большинстве случаев соответствующих традиционному подразделению единого прогиба на индольскую, западнокубанскую и керченско-таманскую части.

В настоящее время продолжение прогиба в пределы таманского шельфа изучено сейсморазведкой МОГТ в масштабе 1 : 50 000. На керченском шельфе проведена съемка МОГТ в масштабе 1 : 200 000 и на отдельных участках в масштабе 1 : 50 000. Стратификация отражающих горизонтов, выполненная по увязке с сушей, подтвердила, что мощная толща смятого в складки майкопа занимает большую часть керченско-таманского шельфа. Амплитуды складок по отражающей поверхности, соответствующей кровле майкопа, достигает 250—300 м, углы наклона крыльев 15—25°. Волновое поле в пределах сводовых частей многих складок характеризуется отсутствием отражающих границ. Это, вероятно, связано с интенсивной дислоцированностью пород. Сильно дисло-

цированные породы на суше отмечены в ядрах диапиров, где углы падения слоев в майкопских отложениях достигают 70—90° [11]. В пользу диапиризма говорит также наличие на временных разрезах складок с вдавленными синклиналиями в сводах, резкое сокращение мощности отдельных пачек пород, крутой подъем отражающих границ вблизи сводов.

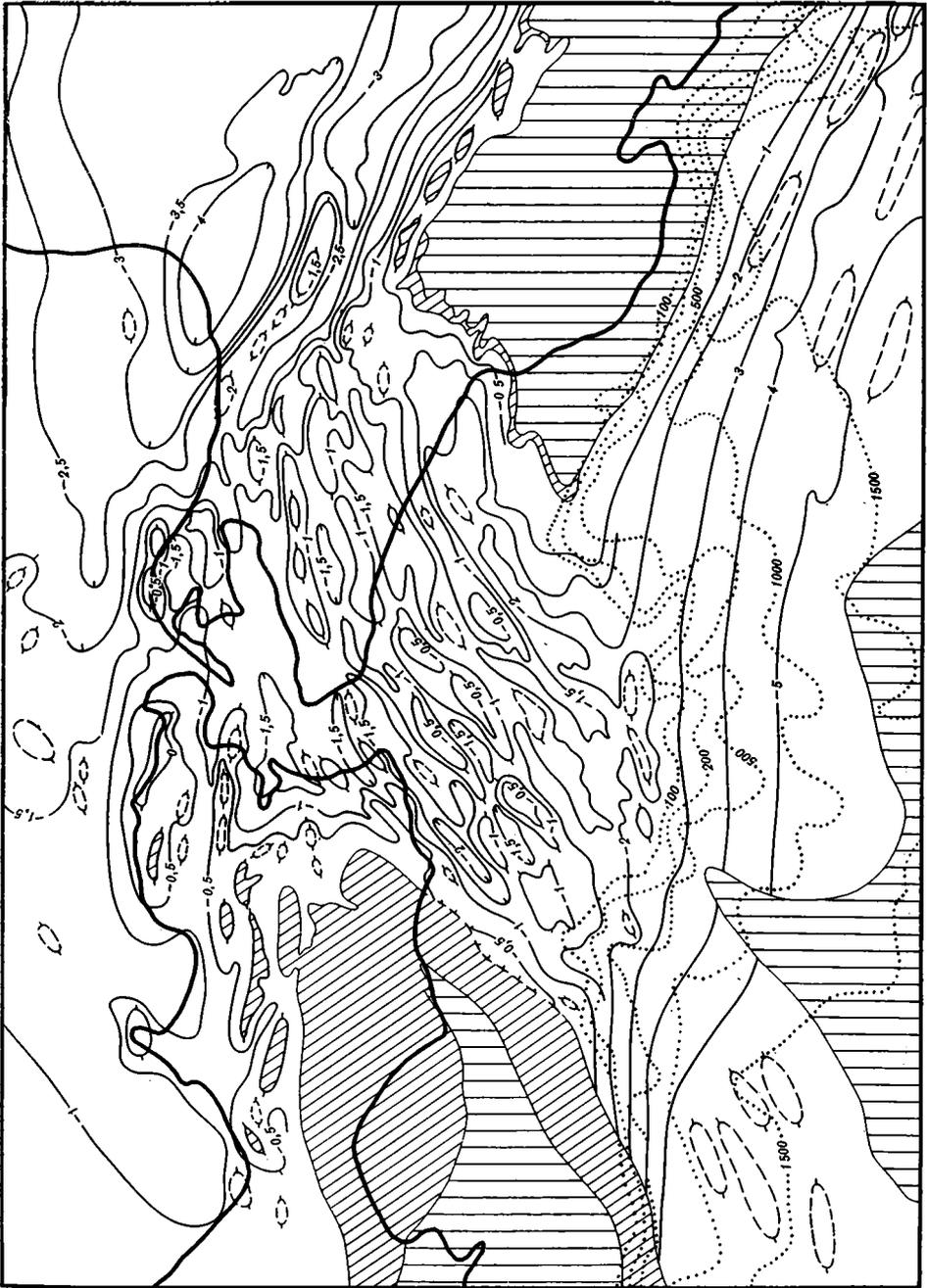
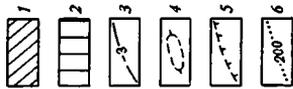
Диапировый характер структур на этом участке шельфа предполагался и ранее, так как еще первыми исследователями этой части шельфа отмечено продолжение Майкопского прогиба с суши в море. Но прямые указания на присутствие здесь диапиров были получены только после проведения съемки МОГТ.

Таким образом, складки, осложняющие мощную толщу майкопских глин, начинаются в западнокубанской части прогиба, где они представлены одной цепочкой антиклиналей северо-западного простирания (рис. 1). На Таманском полуострове область складчатости резко расширяется, образуя две системы эшелонированных складок. Одна простирается в широтном направлении и приурочена к южной части Индольского участка прогиба, другая прослеживается в юго-западном направлении, пересекая по диагонали Таманский полуостров, юго-восточную оконечность Керченского полуострова и также диагонально располагаясь на керченско-таманском шельфе. Далее на юго-запад, в глубководье складки подсечены редкими региональными профилями МОВ. Присутствие диапиров к югу от Горного Крыма обнаружено также сейсмоакустическими работами [7]. В районе меридиана мыса Чауда, на участке континентального склона отмечается сужение зоны складчатости. Тем не менее простирание складок, а также незначительный промежуток между площадью съемки и первым региональным профилем, расположенным западнее и зафиксировавшим складки, позволяет вполне обоснованно предполагать наличие здесь единой области складчатости.

С повышением глубинности сейсморазведочных исследований в пределах майкопского прогиба, а также с увеличением объема глубокого бурения появились данные о домайкопском комплексе пород, которые помогут решить некоторые неясные вопросы тектоники описываемого региона.

В юго-восточной части Таманского полуострова выяснено, что мощность майкопа составляют от 500 до 2100 м. Здесь отмечается соответствие положению в плане майкопских и домайкопских складок. Меловые и палеогеновые складки более пологие. В майкопских складках происходит нагнетание глин в сводовые части, но отсутствуют отчетливо выраженные ядра протыкания. Такие складки В. В. Белоусов [2] называл эмбрионально-диапировыми. Мы полагаем, что этот термин точно определяет одну из разновидностей складчатости, развитой в регионе.

На севере Таманского полуострова выделена по приподнятому положению домайкопского комплекса пород Северо-Таманская зона поднятий. Здесь также простирание мел-палеогеновых структур сохраняется в майкопском структурном плане. Отмечается лишь некоторое смещение сводов антиклиналей на различных стратиграфических уровнях. Складки в меловое время, вероятно, испытывали конседиментационное развитие, так как мощность верхнемеловых пород увеличивается на крыльях антиклиналей [1]. Эта зона поднятий прослеживается и в северной части Керченского полуострова, где она зафиксирована сейсморазведкой и скважиной Булганакская-1, и продолжается, вероятно, в южную часть Азовского моря. Последнее предположение косвенно подтверждается тем, что на временных разрезах, пройденных в Азовском море, вблизи побережья Керченского и Таманского полуостровов наблюдается региональное воздымание к югу не только горизонта, отно-



сящегося к кровле майкопа, но и реальных отражений в толще майкопских отложений.

На юге Керченского полуострова, на мысах Чауда и Карангат в сводах складок выходят на поверхность меловые и палеогеновые породы. Юрские породы, широко распространенные в обнажениях на западном берегу Феодосийского залива, здесь погружаются, сохраняя тем не менее значительную мощность и литофациальные особенности, присущие разрезам Горного Крыма. Это подтверждается бурением скважины Мошкаревская-1, прошедшей 1,3 км по породам верхней юры, сходным с разновозрастными отложениями Восточно-Крымского синклинория [14].

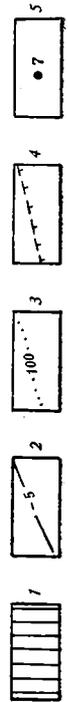
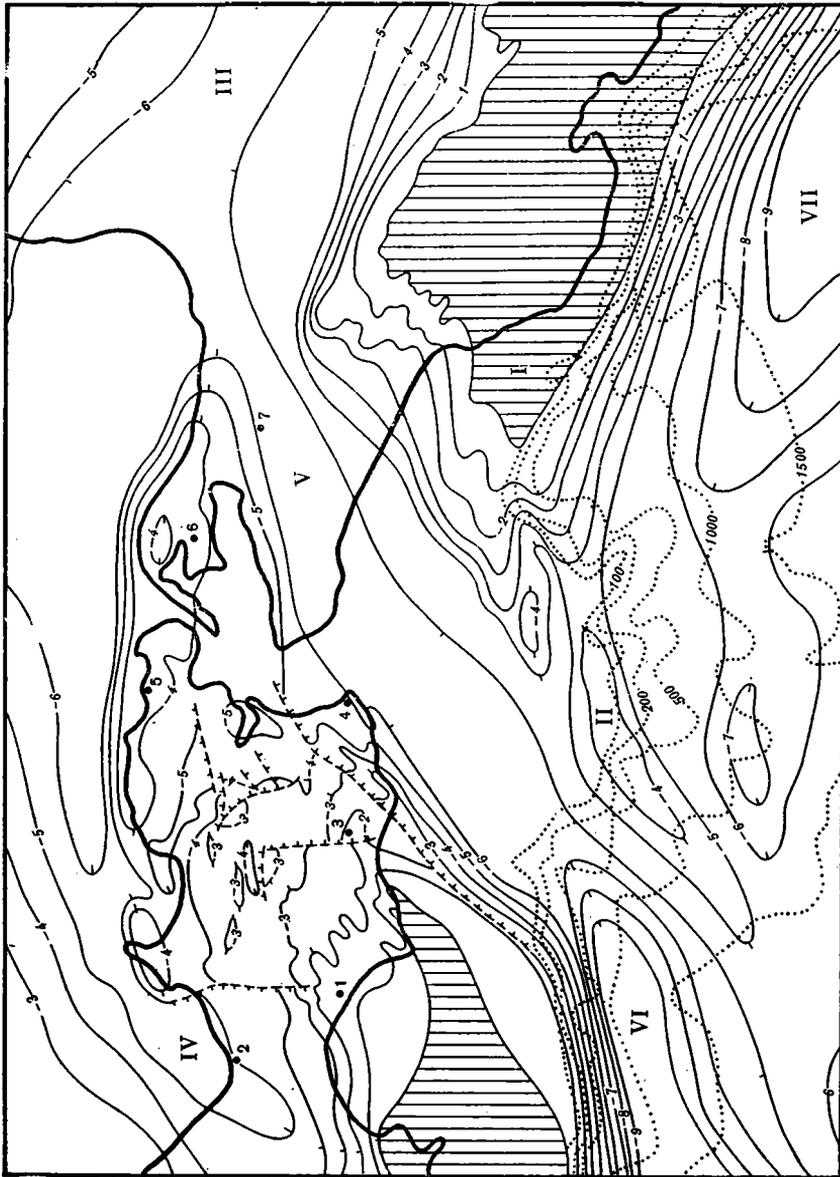
Приведенные факты с достаточной очевидностью свидетельствуют о приуроченности периклинали мегантиклинория Горного Крыма к территории Юго-Западной равнины. К такому же выводу пришли некоторые исследователи в работах, посвященных проблемам тектоники этого района [2, 12, 14, 16].

На северо-востоке Юго-Западной равнины мезозойские породы погружаются до 2,5 км. Северо-восточная ориентировка домайкопских структур сохраняется и в майкопском структурном плане. На Фонтановском и Горностаевском участках складки приобретают субширотную ориентировку, указывая на замыкание здесь Горного Крыма (рис. 2).

Таким образом, сведения о домайкопском комплексе пород, полученные, к сожалению, не для всей площади прогиба, тем не менее дают возможность говорить о том, что на исследованных участках домайкопский и майкопский структурные планы имеют принципиальное сходство. Учитывая, что характер майкопской складчатости не изменяется с увеличением мощности, мы считаем, что этот вывод справедлив и для районов, где пока нет данных о домайкопских структурах. На керченско-таманском шельфе сведения о структурах домайкопских пород скудные и получены преимущественно для области южного борта прогиба, где майкопские отложения сильно сокращены в мощности или же полностью отсутствуют. Первые сведения о южном борте прогиба в пределах Черного моря появились еще в 1961—1963 гг., когда после проведения ВНИИГеофизикой и трестом «Краснодарнефтегеофизика» сейсморазведочных работ был выявлен Анапский выступ;— продолжение Кавказа в пределы моря. В дальнейшем работы МОГТ уточнили форму Анапского выступа, который состоит из трех антиклиналей. Северная антиклиналь погружается в северо-западном направлении до отметки —4 км и наименее отчетливо выражена. Шарнир второй антиклинали постепенно меняет направление с северо-западного на юго-западное, погружаясь на протяжении 40 км на 5-километровую глубину. Южная антиклиналь прослеживается на протяжении 25 км в юго-западном направлении, погружаясь при этом на глубину 4 км.

Вопрос о продолжении южного борта прогиба к западу от Анапского выступа долгое время оставался открытым. Опираясь на данные ГСЗ, В. В. Бобылев и его сотрудники предположили существование на керченско-таманском шельфе выступа эпигерцинской платформы, которое они называли Прикерченским поднятием [3]. Сейсморазведоч-

Рис. 1. Структурная карта Керченско-Таманского региона по кровле майкопской серии (составлена с использованием данных В. М. Андреева, В. А. Верескуна, Ф. Л. Грузера, Р. А. Казанцева, Э. С. Квятоша, М. Я. Коморной, В. И. Корнеева, В. Л. Егояна, Н. Р. Мамаевой, Л. А. Пряжковой, А. П. Пшеничного, В. И. Чернова, Р. В. Шайнурова) 1 — области выхода майкопских отложений на поверхность; 2 — области отсутствия майкопских отложений; 3 — изогипсы кровли майкопа (в км); 4 — контуры антиклиналей; 5 — разрывные нарушения; 6 — изобаты (в м)



ные работы МОГТ, проведенные в пределах шельфа, внесли коррективы в предложенную структурную схему. Фактически доказано, что Керченско-Таманский прогиб пересекает Прикерченское поднятие, при этом домайкопский комплекс погружается на значительную глубину. Поэтому в последующих работах эти исследователи разделили Прикерченское поднятие на два блока [4, 10]. При описании южного блока авторы указанных работ ссылаются на Р. А. Казанцева и В. М. Андреева, проводивших интерпретацию морских сейсморазведочных данных. Р. А. Казанцев и В. М. Андреев к западу от Анапского выступа обнаружили антиклинальное поднятие домайкопских пород, которое, как они считали, тянется в субширотном направлении и контролирует уступ современного континентального склона. В связи с этим ими это поднятие было названо «Барьерной зоной». Субширотное положение «Барьерной зоны» фактически разъединяет Керченско-Таманский прогиб и прогиб Сорокина.

Следует сказать, что попытка интерпретаторов придать этому поднятию на структурных картах субширотное простирание вызывает серьезные возражения. Полоса складчатости прогиба — признак, не оставляющий сомнений в его существовании, протягивается в область акватории, расположенной южнее Горного Крыма. Простирание майкопских складок подчиняется общему направлению прогиба (см. рис. 1). На основании вывода о соответствии в простирании майкопских и домайкопских складок можно утверждать, что и для структур домайкопского комплекса на участке прогиба к югу от Керченского полуострова характерно присущее здесь прогибу юго-западное простирание. Естественно, что такое же простирание имеет и самая южная из этих структур — Барьерное поднятие, являющееся бортом олигоцен-миоценового прогиба. Этот прогиб и Барьерное поднятие под острым углом пересекаются бортом миоценово-четвертичной Черноморской впадины (на рис. 1 и 2 положение борта приблизительно определяется изобатами). Вдоль бровки шельфа поверхность майкопской толщи в прогибе и свод Барьерного поднятия перегибаются и значительно погружаются в юго-западном направлении, что отчетливо видно на рис. 1 и 2. Этот перегиб создает кажущееся поперечное поднятие, которое и было принято Р. А. Казанцевым и В. М. Андреевым за продолжение Барьерного поднятия.

Далее, в юго-западном направлении, на продолжении Барьерного поднятия, от меридиана мыса Чауда до меридиана г. Ялта прослеживается поднятие Андрусова, формирующее южный борт прогиба Сорокина [5, 18]. Сейсмический горизонт, по которому установлено это поднятие, ориентировочно стратифицирован эоценом.

На ряде участков Керченского и Таманского полуостровов изучены разрезы меловых и палеоцен-эоценовых пород. Породы верхнего мела на Керченском полуострове представлены преимущественно серыми крепкими мергелями с прослоями известняков, алевролитов. На северо-

Рис. 2. Структурная карта Керченско-Таманского региона по подошве майкопской серии (составлена с использованием данных В. М. Андреева, В. А. Верескуна, В. Л. Егояна, Р. А. Казанцева, Э. С. Квятоша, Н. Р. Мамаевой, А. П. Пшеничного, С. Ф. Сидоренко, В. И. Чернова, Р. В. Шайнурова)

1 — области выхода домайкопских отложений на поверхность; 2 — изогипсы подошвы майкопских отложений (в км); 3 — изобаты (в м); 4 — разрывные нарушения; 5 — скважины (1 — Мошкаревская-1, 2 — Южно-Сивашская-1, 3 — Марьевская-1, 4 — Кореньковская-1, 5 — Булганакская-1, 6 — Таманская-5, 7 — Таманская-2)

I — Анапский выступ, II — Барьерная антиклиналь, III — Западно-Кубанский прогиб, IV — Индольский прогиб, V — Керченско-Таманский прогиб, VI — прогиб Сорокина, VII — Туапсинский прогиб

западе Таманского полуострова отмечается субфлишевое чередование мергелей, алевролитов, глин, известняков [1]. Такой же приблизительно разрез вскрыт в юго-восточной части Таманского полуострова. Мощность верхнемеловых пород в скважинах на Таманском и Керченском полуостровах не превышает 1400 м, составляя в большинстве случаев от 500 до 1000 м.

Палеоцен-эоценовые отложения представлены аргиллитами, мергелями, алевролитами суммарной мощностью, как правило, около 500 м. Таким образом, флишевые отложения мела — палеогена Западного Кавказа не прослеживаются в область распространения мощных майкопских отложений. Вероятно, такая же смена флишевых образований мела — палеогена Кавказа на платформенные литофации происходит на погружении Анапского выступа. Нет никаких оснований протягивать их далее на запад. Для Барьерного поднятия также логично предположить платформенный тип разреза.

Распределение мощностей майкопских и неоген-четвертичных отложений отражает основные этапы развития прогиба. Так как диапиризм является процессом вторичным по отношению к накоплению майкопских осадков и дает завышенные мощности на участках локальных поднятий, при построении карты мощностей отложений майкопского возраста предприняты попытки снять эффект этого процесса.

Наиболее значительные погружения в майкопское время отмечаются для Индольской и Керченско-Таманской ветви прогиба. Неполные вскрытые мощности майкопских отложений составляют в скважинах Таманская-2 — 4,2 км, Кореньковская-1 — 3,6 км, Южно-Сивашская-1 — 2,5 км. Область максимальных мощностей майкопа на Южно-Сивашской площади, по данным сейсморазведки, очерчивается изопакитой 4,5 км (рис. 3). На Таманском полуострове в наиболее прогнутой части предполагается около 5 км майкопских отложений. Наличие диапировых складок в морской части Керченско-Таманского прогиба и в прогибе Сорокина свидетельствует о присутствии здесь пластичной глинистой толщи значительной мощности. Отражения в нижней части временных разрезов, связанные, по всей вероятности, с подошвой майкопских отложений и прослеженные фрагментарно, тем не менее позволяют оценивать мощность майкопских отложений на шельфе и в прогибе Сорокина также около 5 км.

Сокращение мощностей майкопских отложений кроме бортовых частей прогиба фиксируется на севере Керченского и Таманского полуостровов. В скважине Булганакская-1 мощность майкопа составляет 3,6 км, в скважине Таманская-5 — 2,8 км, в скважине Фонталовская-10 — 3,2 км. В западнокубанской части прогиба, которая погружалась в майкопское время менее интенсивно, максимум прогибания отмечается в Славянско-Рязанской зоне и составляет около 4 км.

В миоценовое время наметилась тенденция к значительному опусканию западнокубанской части прогиба и более медленному — индольской и керченско-таманской частей (см. рис. 1). Воздымание Горного Крыма привело и к поднятию его периклинальной части — Юго-Западной равнины Керченского полуострова, где полностью размыты отложения неогена. В северной части Керченского полуострова и в западной части Азовского моря также отмечаются небольшие мощности неогеновых и четвертичных отложений, которые не превышали 1,7 км. Несколькими большими мощностями миоцен-плиоценовых отложений отмечаются на Таманском полуострове, которые достигают здесь 2 км. В западнокубанской части прогиба за неоген-четвертичную историю накопилось на отдельных участках свыше 3,5 км послемайкопских отложений. Прогиб Сорокина в миоценовое время был вовлечен в опускание, связанное с дальнейшим формированием Черноморской глубоководной впадины.

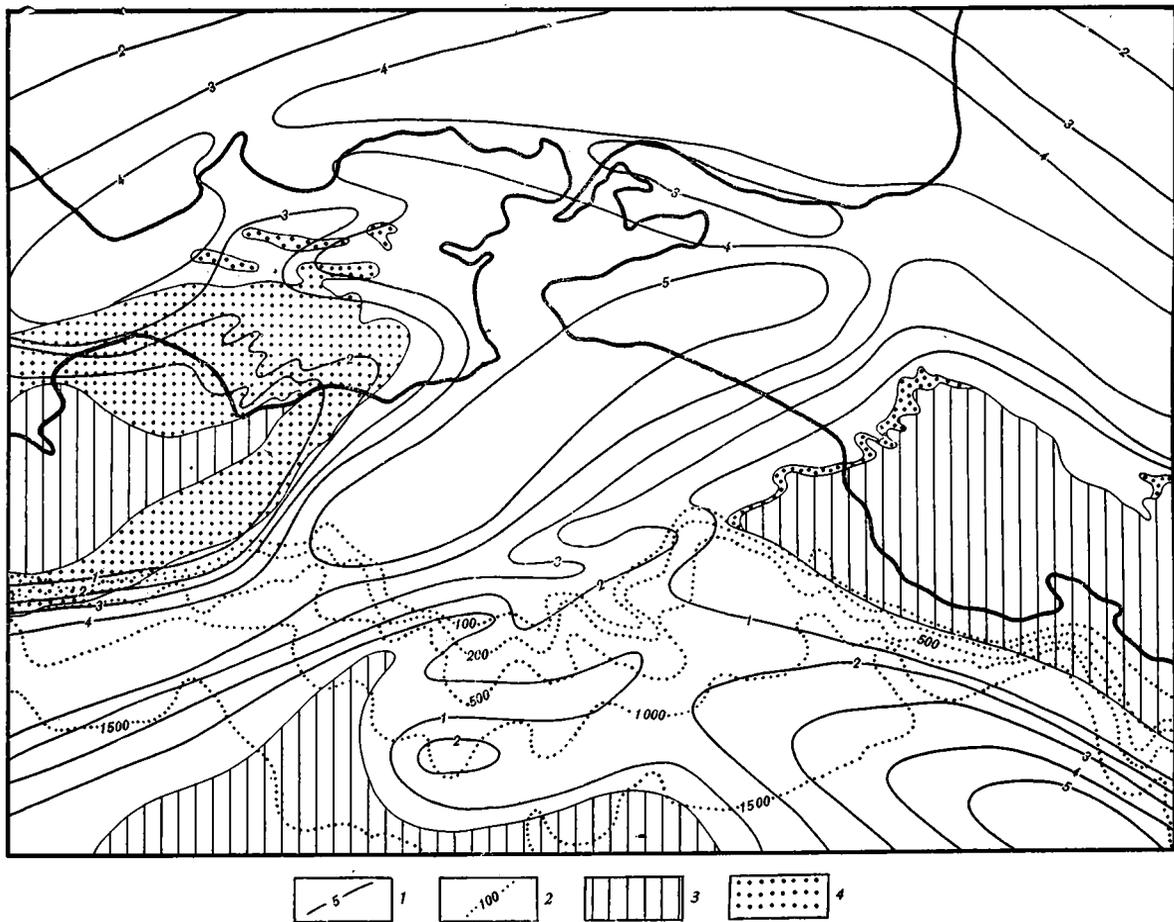


Рис. 3. Карта мощностей майкопских отложений Керченско-Таманского региона
 1 — изопакты майкопских отложений (в км); 2 — изобаты (в м); 3 — области отсутствия майкопских отложений; 4 — области частичного размыва майкопских отложений

Таким образом, обобщение геологических и сейсмических материалов, в том числе новых результатов сейсморазведочных работ в северо-восточной акватории Черного моря, позволяет сделать следующие выводы.

Подтверждается предположение о соединении Керченско-Таманского прогиба и прогиба Сорокина. На приложенных картах наглядно показано, что существует единый олигоцен-неогеновый прогиб, включающий в себя как составные части Индоло-Кубанский, Керченско-Таманский прогибы и прогиб Сорокина.

По имеющимся сейсмогеологическим данным, простираение и положение в плане складок домайкопских пород на ряде участков Керченского и Таманского полуостровов соответствует, в первом приближении, аналогичным параметрам майкопских складок. Это соответствие, распространённое на область, где пока что отсутствуют сведения о домайкопских образованиях, позволяет по структуре верхнего этажа судить о тектонике подстилающего комплекса пород.

Барьерная антиклиналь, ограничивающая с юга Керченско-Таманскую ветвь прогиба, пересекает, по нашему мнению, современный континентальный склон под острым углом и протягивается в пределы глубоководной впадины, подчеркивая тем самым наложенный характер Черноморской впадины на структуры предшествующего тектонического этапа развития.

Анализ распространения литофаций мел-палеогеновых пород свидетельствует о замыкании флишевого прогиба Большого Кавказа в пределах Анапского выступа. Структурные и фациальные особенности Юго-Западной равнины Керченского полуострова указывают на приуроченность к ней погруженной периклинали Горного Крыма.

Мощности майкопских и миоцен-плиоценовых отложений говорят о более интенсивном прогибании в майкопское время керченско-таманской и индольской частей прогиба с последующим смещением максимум прогибания в область западнокубанской части прогиба.

Литература

1. Байдов Ф. К., Дьяконов А. И., Корнеев В. И., Крипиневиц В. А., Сидоренко С. Ф. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности меловых отложений Таманского полуострова и южной части Азовского моря.— Геол. нефти и газа, 1977, № 1, с. 25—29.
2. Белоусов В. В. Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа (в связи с проблемой происхождения складчатости).— В кн.: Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 261—275.
3. Бобылев В. В., Кабанов А. И., Шиманов Ю. В. Прикерченское поднятие и перспективы его нефтегазоносности.— Геол. нефти и газа, 1976, № 11, с. 36—40.
4. Бобылев В. В., Железняк В. Е., Шиманов Ю. В. и др. Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей. М.: Недра, 1979. 184 с.
5. Гаркаленко И. А., Пустильников М. Р., Корсаков О. Д., Семенов А. В., Туголецов Д. А., Шварц Л. Я., Шиманский А. А. Результаты геолого-геофизических работ и направления дальнейших исследований на нефть и газ в акваториях южных морей СССР.— Обзор. Сер. XIII. Морская геология и геофизика. М.: ВИЭМС, 1976. 59 с.
6. Жабров И. П. Западно-Кубанский передовой прогиб (история геологического развития).— Геол. сб. КФ ВНИИ. Вып. 3. М.: Госоптехиздат, 1960, с. 143—155.
7. Калинин В. В., Моргунов Ю. Г., Гайнанов В. Г., Калинин А. В., Кульницкий Л. М., Курприн П. Н., Лимонов А. Ф., Пивоваров Б. Л. Диапировые складки в Черном море к югу от Горного Крыма.— Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1159—1162.
8. Косыгин Ю. А., Горлов С. И., Карпенко Н. М. Тектоника Западного Предкавказского краевого прогиба.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 4, с. 92—101.
9. Корнеев В. И., Пустильников М. Р. О тектонике Тамани и западного погружения Кавказа.— В кн.: Геология нефтяных и газовых месторождений Урало-Поволжья, Кавказа и Средней Азии. М.: Недра, 1966, с. 168—175.
10. Коцеруба В. В., Кабанов А. И. Строение и перспективы нефтегазоносности Керченско-Таманского шельфа Черного моря.— Геол. нефти и газа, 1979, № 2, с. 20—25.
11. Лычагин Г. А. Северная часть Керченского полуострова.— В кн.: Геология СССР. Т. VIII. Крым. М.: Недра, 1969, с. 388—391.
12. Муратов М. В. Основные черты строения Керченского полуострова.— В кн.: Геология СССР. Т. 8. М.: Недра, 1969, с. 384—386.

13. *Муратов М. В.* История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного.— *Геотектоника*, 1972, № 5, с. 22—41.
14. *Полухтович Б. М., Самарский А. Д., Попадюк И. В., Хныкин В. И., Регуш Л. И.* Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности верхнеюрских-неокомских отложений Керченского полуострова.— *Геол. нефти и газа*, 1980, № 10, с. 26—32.
15. *Пекло В. И., Маловицкий Я. П., Сидоренко С. Ф.* Геологическое строение Тамани, западного погружения Кавказа и Притаманской части Черного моря.— В кн.: *Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины*. Кишинев: Штиинца, 1974, с. 109—114.
16. *Пекло В. П., Маловицкий Я. П., Дьяконов А. И., Сидоренко С. Ф.* Тектоника области сочленения Тамани, Западного Кавказа и смежной части Черного моря.— В кн.: *Комплексное исследование Черноморской впадины*. М.: Недра, 1976, с. 82—85.
17. *Пуцаровский Ю. М.* Тектоника СССР. Т. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 236 с.
18. *Туголесов Д. А.* Современная структура Черноморской впадины.— *Сов. геол.*, 1976, № 7, с. 72—86.
19. *Шарданов А. Н.* Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа.— *Геол. сб. КФ ВНИИ*. Вып. 3. М.: Гостоптехиздат, 1960, с. 82—119.

Южморгеология
Геленджик

Поступила в редакцию
20.X.1980

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24

ЛЕВИН Л. Э.

**РЕЦЕНЗИЯ НА КНИГУ Е. В. АРТЮШКОВА «ГЕОДИНАМИКА»
(ОТВ. РЕДАКТОР АКАДЕМИК В. А. МАГНИЦКИЙ)**

Рецензируемая монография является итогом исследований ее автора за период 1966—1978 гг. [1]. На начальном этапе эти исследования касались различных вопросов собственно физики Земли — направленности изменения вязкости от литосферы к астеносфере, особенностей строения литосферы под континентами и океанами, конвективных течений в мантии, природы и значений напряжений в литосфере. Но в дальнейшем была предпринята вполне правомерная и весьма своевременная попытка взаимоувязки данных геологии и теоретической геофизики (А. Л. Яншин, Е. В. Артюшков, А. Е. Шлезингер) с целью выяснения природы движений земной коры, механизма образования котловин окраинных и внутренних морей и в конечном итоге разработки глобальной схемы тектогенеза.

Критическое отношение к механизму тектонических движений, предложенному зарубежными учеными — отличительная черта книги. В поисках разумной альтернативы в ней разработан ряд важных проблем геодинамики. Среди них, по мнению рецензента, особенно выделяются четыре — проблема конвективных течений, вязкости литосферы и астеносферы, напряжений в литосфере, аномальной мантии. Математический аппарат, использованный для обоснования выводов автора, достаточно прост и вполне доступен для специалиста с минимальной подготовкой в высшей математике.

По Е. В. Артюшкову, и это важно, литосфера и астеносфера — понятия реологические. Одна и та же порода в зависимости от температуры может обладать высокой и низкой вязкостью и соответственно относиться к литосфере или астеносфере. Этот тезис особенно действенно реализуется в разделе, посвященном мощности литосферы орогенных областей, где эта мощность оказывается меньше мощности коры. Вывод, ныне апробированный и подтвержденный в работах других исследователей.

Для выявления взаимосвязей между глубинными и поверхностными процессами в книге анализируются деформационные свойства литосферы и астеносферы, определяемые параметром вязкости. Астеносфера, как выяснилось, характеризуется существенными изменениями значений вязкости от 10^{19} — 10^{21} Пз в районах платформ до 10^{17} Пз и менее в тектонически активных областях. При этом установлено, что под океанами астеносфера развита больше, чем под континентами, а ее вязкость на 1—2 порядка ниже, чем под платформами (10^{18} — 10^{19} Пз). Подобных оценок до работы Е. В. Артюшкова не было. Получил подтверждение и вывод о вязкости астеносферы в тектонически активных областях, поскольку вязкость была оценена по скорости подъема магмы от 10^{12} до 10^{18} Пз [2].

Вязкость литосферы также неоднозначна и варьирует от 10^{22} до 10^{27} на континентах и равна 10^{25} Пз для океанической литосферы. При этом

вязкость астеносферы не остается постоянной во времени, поскольку находится в зависимости от направленности конвективных течений или, другими словами, от поступления к подошве литосферы легкого разогретого материала.

Проблема тепловой конвекции в мантии обсуждалась зарубежными учеными с начала 30-х годов [3]. Е. В. Артюшковым была предложена и разработана новая идея о существовании более интенсивного источника конвективных движений — химико-плотностной дифференциации вещества мантии, приводящей к выделению плотного земного ядра. Собственно конвективные ячеек существуют лишь в нижней мантии. Ячейки разделены вертикальными каналами с повышенной температурой и пониженной вязкостью, которые пронизывают и верхнюю мантию. По этим каналам и происходит подъем к подошве литосферы от границы ядро — мантия разогретого материала, который по мере падения давления испытывает частичное плавление и вторичную дифференциацию по плотности; процесс происходит периодически с интервалами в 200 млн. лет.

Под поднятиями подошвы литосферы возникают ловушки для разогретого мантийного дифференциата, где образуются линзы аномальной разогретой мантии (неясно лишь реологическое различие между астеносферой и аномальной мантией). Подобные ловушки располагаются под срединно-океаническими хребтами, активными океаническими окраинами (зонами наиболее интенсивного поступления дифференциата), краевыми морями и участками кратонов, горными сооружениями. Образование поднятий при поступлении в ловушки аномальной мантии на океанах и континентах увеличивает потенциальную энергию верхних слоев Земли. Кора и аномальная мантия испытывают растягивающие усилия (растекаются в стороны, по Е. В. Артюшкову), в результате которых в литосфере возникают большие добавочные напряжения от нескольких сотен бар до нескольких килобар. В целом различие в вязкости аномальной мантии и литосферы, большие добавочные напряжения, охлаждение и уплотнение аномальной мантии и являются источником вертикальных и горизонтальных тектонических движений.

Если поступление аномальной мантии прекращается, то образуется антиловушка. Аномальная мантия испытывает уплотнение, а в нижней части базальтового слоя коры происходят фазовые превращения базальта в более плотные гранатовый гранулит и эклогит. Все это обеспечивает сжатие литосферы на величину до 4 км, эрозию базальтового слоя коры при сохранении гранитного и постепенное образование осадочных бассейнов. По этому принципу образуются котловины внутренних морей на западе Средиземноморского пояса — Черноморская, Тирренская, Алжиро-Прованская.

Образование срединно-океанических хребтов также результат формирования линз аномальной мантии. Однако, поскольку мощность литосферы здесь резко сокращена, аномальная мантия растекается от хребта в стороны и в окружающий хребет областей океанической литосферы создает сжимающие напряжения. Существенное различие в вязкости между океанической литосферой и аномальной мантией снижает вязкое трение, что не препятствует перемещению литосферных плит и разрастанию океанической коры. Ее поглощение происходит на активных окраинах, т. е. опять-таки там, где по каналам из нижней мантии к подошве литосферы поступает разогретый дифференциат, сильно понижающий вязкость линзы аномальной мантии и астеносферы. Фазовые переходы базальтов океанической литосферы в эклогит способствуют погружению океанической литосферы в зонах субдукции, и она продолжает погружаться в мантию до глубин около 700 км.

Применительно к океаническим пространствам представления автора монографии о взаимосвязи между конвективными течениями и

механизмом перемещения литосферных плит подкупают изяществом объяснения изменения возраста «горячих точек» по простиранию вулканического хребта. Однако возникают трудности иного рода, а именно — как увязать подъем легкого материала по вертикальным каналам с периодичностью в 200 млн. лет с установленными прямыми геолого-геофизическими данными резкого изменения положения в пространстве осей спрединга. Подобная миграция этих осей имела место на западе Тихого океана на рубеже 110 млн. лет, а в его восточной области — в промежутке от 40 до 20 млн. лет; в Индийском океане — от 65 до 55 млн. лет; на севере Атлантического океана — от 50 до 35 млн. лет назад. Надо объяснить закономерности закрытия одних и возникновения новой системы каналов, что в принципе должно быть выяснено и с позиций представлений о конвективных ячеях, охватывающих мантию в целом.

Возражение встречает и трактовка генезиса глубоководных котловин на западе Средиземноморского пояса. Геодинамическая обстановка определяется здесь сложным сочетанием древних и современных активных окраин. Первые выделяются по южному и восточному обрамлению Черного моря и западному обрамлению Алжиро-Прованской котловины, а вторые — на южном обрамлении Эгейского моря и на юго-восточной окраине Тирренского моря. Автор монографии справедливо полагает, что рифтогенная природа морских котловин, связанных с современными тихоокеанскими активными окраинами, обусловлена внедрением значительных масс аномальной мантии. Тогда в какой связи для котловин древних активных окраин предлагается иной механизм деструкции континентальной коры? Аналогичным образом остается невыясненным, почему образование линз аномальной мантии в одних случаях вызывает рифтогенез, а в других — эрозию базальтового слоя и фазовые переходы.

Общезвестно, что различие в глубинном строении глубоководных котловин окраинных и внутренних морей заключается главным образом в современном состоянии верхней мантии — разуплотненном или уплотненном, которое с надежностью устанавливается по данным геофизических исследований, наличием или отсутствием проявлений подводного вулканизма. Уплотнение верхней мантии присуще лишь котловинам с мощным осадочным чехлом, прошедшим длительную эволюцию.

И наконец, проблема орогенеза. Для многих внутриконтинентальных орогенов Земли имеются данные, подтверждающие их воздымание на неотектоническом этапе в результате внедрения аномальной мантии. Но исключает ли это полностью возможность образования орогенов типа Гималаев в результате поддвига одной континентальной плиты под другую? Доводы, приведенные в книге об отсутствии в районе Гималаев удвоения мощности коры не совсем корректны, поскольку эта мощность все же достигает здесь экстремального значения в 70 км.

В целом же рецензируемая монография вносит существенный вклад в новые достижения отечественной науки в области геодинамики. Ее практическое значение станет очевидным полностью лишь в будущем.

Литература

1. *Артюшков Е. В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 326 с.
2. *Федотов С. А.* О вязком нагреве магм и лав при течении, диаметрах астеносферных магматических колонн, скоростях подъема и дифференциации магм под вулканами островных дуг. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 1, с. 5—15.
3. *Holmes A.* Radioactivity and Earth movements. — Trans. Geol. Soc. Glasgow, 1931, v. 18, p. 559—606.

УДК 551.24 + 553.982 (265/266)

ШЛЕЗИНГЕР А. Е.

КАРТА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ И УГЛЕНОСНОСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И ТИХОГО ОКЕАНА

Советскими учеными составлена очень интересная специализированная карта¹, охватывающая огромную площадь Тихоокеанского сегмента Земли. Она представляет собой логическое продолжение изданных ранее геологической² и тектонической³ карт. Эти карты одинакового масштаба с единых позиций отображают основные закономерности геологии, тектоники, нефтегазоносности и угленосности Тихоокеанской области, занимающей около половины площади Земли. Они являются уникальными, поскольку выполнены впервые и в мировой науке прецедента не имеют. Более того, эта работа намного опередила аналогичную программу ученых США, Канады, Австралии и других зарубежных государств, принятую в начале 70-х годов, но не осуществленную донныне.

Собственно рассматриваемая карта состоит из 12 листов, в которые входят кроме нее две мелкомасштабные врезки (Схема генетических типов осадочных бассейнов в пределах Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса и угленосных провинций Тихоокеанского подвижного пояса) и геологические разрезы. Ее сопровождает объяснительная записка⁴, в которой рассмотрена методика проведенных построений, освещены нефтегазоносность и угленосность, приведены характеристики отдельных нефтегазоносных осадочных бассейнов (основной по объему раздел записки) и разобран ряд других вопросов.

На карте разными цветами выделены осадочные бассейны, выполненные уплотненными породами, или осадочные бассейны, заполненные неуплотненными осадками. Первые из них в свою очередь подразделены на бассейны, расположенные на континентах и островах, в морях или океанах. Другими цветами закрашены обрамления нефтегазоносных и угленосных территорий и акваторий, в которых в свою очередь показаны области различной по возрасту консолидации. Это главные принципы проведенного районирования. Структуру бассейнов хорошо

¹ Карта нефтегазоносности и угленосности Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Гл. редакторы Н. А. Еременко, Л. И. Красный, В. В. Федынский. Масштаб 1 : 10 000 000. Мингео СССР, 1978.

² Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Масштаб 1 : 10 000 000. Гл. ред. Л. И. Красный. Мингео СССР, 1973.

³ Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1 : 10 000 000, 6 листов. Редакторы Ю. М. Пушаровский, Г. Б. Удинцев. ГУГК, 1969.

⁴ Нефтегазоносность и угленосность Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Объяснительная записка к карте нефтегазоносности и угленосности Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана масштаба 1 : 10 000 000. М.: НИЛЗарубежгеология, 1978.

раскрывают изопакиты осадочной и вулканогенно-осадочной толщи или неуплотненных осадков. В области морского продолжения осадочно-породных бассейнов, вопреки взглядам зарубежных ученых, к их вулканогенно-осадочному выполнению были отнесены слои в диапазоне скоростей сейсмических волн от 2,0 до 5,5 км/с. К аналогичному выводу ученые США пришли только в начале 1979 г. Цветовыми знаками на карте отражены все известные в ее пределах месторождения нефти, газа и угля, а цветовыми контурами — границы разновозрастных угольных бассейнов. Практически все бассейны охарактеризованы колонками разрезов, в которых указаны мощность, вещественный состав и генезис стратиграфических комплексов, слагающих чехол. Карта несет еще много другой, весьма интересной и нужной информации в виде крупных разломов, рифтовых зон, предполагаемого контура распространения уплотненных осадков в глубоководных котловинах и других характеристик.

На генетической схеме осадочных бассейнов последние разделены на бассейны внутриокеанических плит и внутренних морей с корой океанического типа, внутренних плато с утолщенной корой невыясненного генезиса, современных океанических окраин в области преимущественного распространения коры субконтинентального типа, древних активных окраин в области распространения коры преимущественно субокеанического типа, древних пассивных океанических окраин, современных пассивных океанических окраин в области распространения континентально-океанического типа, орогенных впадин на континентальной или субконтинентальной коре в пределах складчатых областей, орогенных впадин на континентальной коре в области эпиплатформенного орогенеза и внутриплатформенных синеклиз. Надо сказать, что предложенные генетические типы осадочных бассейнов не имеют строгой логической выдержанности. Часть из них классифицирована исходя из актуалистического принципа — анализа современного структурного плана Земли. Другие типы именуются традиционными тектоническими терминами. Получилось в общем смешение таких понятий, как внутриплатформенная синеклиза и древняя пассивная окраина. Выделены орогенные впадины, но в то же время краевой (орогенный) Предверхоанский прогиб почему-то вошел в состав древних пассивных окраин, складчатые геосинклинальные комплексы Западной Камчатки и Сахалина включены в состав древних активных океанических окраин и т. д. Неверно отнесены Буреинский, Хайларский и Дзунбаинский бассейны к орогенным впадинам в пределах складчатых областей, поскольку они связаны с эпиплатформенным орогенезом. Неудачно отнесены все моря западной периферии Тихого океана к внутренним, хотя они имеют общепринятое название краевых или окраинных.

Вторым спорным моментом рассматриваемой карты является отделение уплотненных осадков от неуплотненных по периферии дна акватории Тихого океана. В принципе попытка решения этой проблемы имеет важное теоретическое и практическое значение для оценки потенциальной нефтегазосности глубоководных котловин. Она представляет собой оригинальный элемент методики изучения морского продолжения бассейнов. В объяснительной записке этот вопрос подробно рассмотрен и приведена методика проведенных построений. Вместе с тем современные многоканальные сейсмические исследования отраженных волн показывают, что уплотнение пород осадочного чехла происходит очень постепенно и никакой реальной границы между уплотненными и неуплотненными осадками не существует. В объяснительной записке указано, что к уплотненным осадкам принадлежит разрез чехла со скоростями продольных волн больше 2,3 км/с. Однако во многих бассейнах его верхняя часть, измеряемая несколькими километрами, имеет меньшие скоростные параметры, хотя и включена в состав уплотненных

осадков. Поэтому более объективно было бы показать суммарную мощность чехла. Хотя надо отметить, что принципиальная картина от этого не изменилась бы. При дальнейших исследованиях чехла дна морских и океанических пространств целесообразно переходить на структурные единицы разреза, отчетливо устанавливаемые современными модификациями сейсморазведки.

Мне представляется, что для оценки нефтегазоносности и угленосности большое значение имеет разделение осадочных бассейнов на глубоководные и мелководные. Во многих периферийных глубоководных областях дна мощные серии осадочного чехла представляют продукт эпиконтинентальных бассейнов и отделились от одновозрастных образований современного шельфа и суши за счет современного опускания. Крайне важен также показ осадочных бассейнов, затронутых альпийно-типными деформациями. Но это, конечно, пожелания на будущее.

Советскими учеными в течение последних 10—15 лет планомерно изучается геология Тихого океана и его обрамлений. Рассматриваемая карта вносит существенный вклад в познание данного региона и имеет огромное прикладное значение для освоения его природных ресурсов. Карта нефтегазоносности и угленосности совместно с геологической и тектонической картами комплексно раскрывает все основные особенности геологического строения Тихоокеанского сегмента земли. В практическом отношении получена возможность для сравнительного анализа потенциальной нефтегазоносности и угленосности отдельных регионов Тихоокеанской области, в том числе и регионов, относящихся к СССР. В теоретическом плане создана надежная основа для дальнейшего совершенствования осадочно-миграционной теории нефти и газа.

Геологический институт
АН СССР

Поступила в редакцию
28.VIII.1980

ГОДОВОЙ УКАЗАТЕЛЬ ЖУРНАЛА «ГЕОТЕКТОНИКА» ЗА 1981 г.

Алексеев Э. С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны (Корякское нагорье)	1
Арзумян С. К. Структура Араксинской межгорной впадины (Армянская ССР и Нахичеванская АССР)	4
Архипов Ю. В., Волкодав И. Г., Камалетдинов В. А., Ян-Жиншин В. А. Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области	2
Архипов Ю. В., Климаш В. П., Попов Л. Н., Трушелев А. М., Шашкина И. А. Геологическое строение Быльнинского блока в центральной части Адыча-Тарынского разлома (верхнее течение р. Адыча)	4
Бабенко К. М., Панаев В. А., Свистунов Ю. И., Шлезингер А. Е. Тектоника восточной части Аравийского моря по сейсмическим материалам	2
Балла Золтан. Проблема неогеновых вулканитов и их значение для геодинамических реконструкций в Карпатском регионе	3
Белоусов В. В. Некоторые вопросы строения и условий развития переходных зон между материками и океанами	3
Белоусов Т. П., Рогожин Е. А. Опыт количественного сопоставления новейших и древних тектонических движений применительно к решению палеотектонических задач (на примере Алайского хребта)	2
Бененсон В. А. О геологическом строении фундамента Западно-Сибирской плиты	5
Богатиков О. А., Богданов Н. А., Добрецов Н. Л., Книппер А. Л., Хаин В. Е., Шараськин А. Я. Офиолиты Апеннинского полуострова (VI полевая офиолитовая конференция, Козенца, Флоренция, 18 июня — 5 июля 1980 г.)	5
Бляобжеский С. Г., Григорьев В. Н., Казимиров А. Д., Пейве А. А., Руженцев С. В., Соколов С. Д. Сравнительная петрохимическая характеристика базальтоидов Корякского хребта в связи с тектоническим развитием района	3
Вебер В. Тектоническое развитие глубинных разломов Центральной части Средней Европы	1
Галицкий И. В. О происхождении прогибов в осадочном чехле платформ	1
Гарбар Д. И. Тектоника зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты	3
Гамкрелидзе И. П., Думбадзе Г. Д., Кекелия М. А., Хмаладзе И. И., Хуцишвили О. Д. Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе	5
Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Основные закономерности строения и развития молодых платформ	5
Григорьянц Б. В., Гусейн-заде И. Г., Мустафаев М. Г. Структурные соотношения между мезозойским и кайнозойским комплексами отложений в зоне сочленения Горного Крыма и Большого Кавказа	5
Дембовский Б. Я. Внутреннее строение Лемвинского аллохтона (Западный склон Полярного Урала)	6
Енцова Ф. И. Тектоническая природа Пай-Хоя и его взаимоотношение с Уралом	1
Жегалова Г. В. Меланж в массивах габбро-норит-кортландитового комплекса Среднего хребта Центральной Камчатки	3
Захаров М. В. Геофизическая характеристика и внутреннее строение района Китового хребта (Юго-Восточная Атлантика)	5
Злобин Т. К., Попов А. А., Федорченко В. И. Строение земной коры юга острова Кунашир по данным МОВЗ	2
Зоненшайн Л. П., Монин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 18° с. ш.	2
Иванов С. Н. О байкалидах Урала и Сибири	5
Иванов В. В., Пушаровский Ю. М., Тильман С. М. Тектоническое положение и особенности строения осадочных бассейнов на северо-западном обрамлении Тихого океана	4
Исаев Б. М., Гаджиев Т. Г., Али-Заде С. А., Кенгерли Т. Н. Тектонические покровы и олистостромовые комплексы Юго-Восточного Кавказа	1
Казаков Ар. А., Полуаршинов Г. П., Янбухтин Т. К. О границах Чешского срединного массива и его тектонических единицах	2
Казанцев Ю. В. Особенности строения Каратау на южном Урале	6
Кара В. И. Континентальный склон Феодосийско-Батумского сектора материковой окраины как формационная граница	3
Караулов В. Б. Этапность развития западной части Урало-Монгольского пояса в девонском периоде	3

Колясников Ю. А., Красный Л. Л. О тектонической позиции массива ультрабазитов горы Длинной (северо-западная Камчатка)	1
Кропоткин П. Н. Кардинальные вопросы динамики литосферы Земли и других планет в свете новейших геофизических данных (к итогам 26-й сессии Международного геологического конгресса)	2
Лобанов И. Н., Поликарпов В. И. Зона глубинного разлома между Карельским и Свекофенским блоками (Юго-Западная Карелия)	5
Мазарович А. О. О тектонике южной части Сихотэ-Алиня	5
Макарычев Г. И., Гесь М. Д. Тектоническая природа зоны сочленения северного и Срединного Тянь-Шаня	4
Михайлов А. Е. Разрывные структуры складчатого основания Центрального Казахстана	6
Мейснер Л. Б., Туголесов Д. А. Верхнекайнозойские прогибы дна северо-восточной части Черного моря	6
Мирошников А. Е. Палеотектоника средне- и позднекембрийского этапа развития Приангарского платформенного меденосного бассейна	2
Муравски Г. Проблемы варисцид Средней Европы	6
Нагибина М. С., Антипин В. С., Гатинский Ю. Г., Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Коваленко В. И., Коваль П. В., Комаров Ю. В., Кузьмин М. И., Мишина А. В. Корреляция мезозойских тектонических движений и магматизма в Восточной Азии	6
Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Войнова И. П., Попеко Л. И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления	1
Пентельков В. Г. Мезозойский рифтогенез и вулканизм области Рунгве в южном обрамлении Танганьикского щита	5
Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Тектоника северо-запада Тихого океана	1
Рихтер А. В. Блоковая структура Сусунайского хребта (Южный Сахалин)	2
Савельев А. А. Структурное положение и тектонический режим становления ультрабазит-габбрового комплекса Главного хребта на Кольском полуострове	3
Савельева Г. Н. Разлом Оуэн	6
Сборщиков И. М., Савостин Л. А., Зоненшайн Л. П. Структурная эволюция восточной части Альпийского пояса Евразии (современная кинематика)	6
Свиридов Н. И. Нарушения слоистой структуры осадочного чехла дна Балтийского моря	4
Сычева-Михайлова А. М. О периодичности колебательных движений Сибирской платформы и их сравнение с развитием Восточно-Европейской платформы	2
Соловьёва И. А. О поперечных нарушениях срединно-океанических хребтов	6
Ставский А. П. Меловой магматизм и тектоника Алазейского плоскогорья	4
Увадьев Л. И. Разломы района Кандалакшской губы Белого моря	4
Чудинов Ю. В. Расширение Земли и тектонические движения о направлении движений в окраинно-океанических зонах	1
Шапиро М. Н. Зондско-Бирманская дуга и предполагаемое движение Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит	2
Шапиро М. Н. Соотношение геосинклиналиного режима островной дуги (на примере Камчатки)	4
Шван В. Хронология меловых и третичных геотектонических событий в Балканской области	3
Щербаков С. А. Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал)	4

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

Синицын А. В. О некоторых вопросах развития афебских платформ и подвижных поясов (по поводу статьи М. В. Муратова «Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования». Геотектоника, № 2, 1979)	2
--	---

РЕЦЕНЗИИ

Левин Л. Э. Рецензия на книгу Е. В. Артюшкова «Геодинамика» (отв. редактор академик В. А. Магницкий)	6
Шлезингер А. Е. Карта нефтегазоносности и угленосности Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана	6

ХРОНИКА

Совещание «Докембрий в фанерозойских, складчатых поясах»	1
Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР (XIII сессия Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Якутск, 22 июля — 8 августа 1980 г.)	3
Навстречу XXVI съезду КПСС	1
Павловский Е. В. (К 80-летию со дня рождения)	3
Решения XXVI съезда КПСС — в основу дальнейшей работы	4

Редакционная коллегия

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

Адрес редакции

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

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 04.09.81 Подписано к печати 28.10.81 Т-25848 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 11,2+1 вкл. Усл. кр.-отт. 21,9 тыс. Уч.-изд. л. 12,3 Бум. л. 4,0
Тираж 1899 экз. Зак. 5539

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

ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3-42

МАКАРИЧЕВУ Г И

70228

Цена 1 р. 20 к.

Индекс 70228

7

В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»**имеются в продаже:****МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР
ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ.****1977. 112 с. 1 р. 02 к.**

В сборнике рассматриваются разнообразные тектонические структуры Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Затрагиваются вопросы, касающиеся механизма развития тектонических структур, особенностей строения природы энергетического источника тектонических деформаций.

Книга рассчитана на исследователей, работающих в области региональной и теоретической геотектоники, тектонофизики, а также интересующихся вопросами методики тектонических исследований.

Островский А. Е.**ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ
НАКЛОНОВ.****1978. 184 с. 1 р. 80 к.**

При строительстве крупных промышленных сооружений, в особенности гидроэлектростанций, в местах разрывов земной коры необходимо учитывать возможные деформации коры. Автором выполнены соответствующие исследования в районах строительства Саяно-Шушенской и Чиркейской ГЭС. Описаны методика исследований, приборы, методы оценки точности результатов.

Книга рассчитана на геофизиков, геологов, изыскателей-строителей, проектировщиков.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277021 Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»**