

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

1

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА·1980

СОДЕРЖАНИЕ

Артемьев М. Е., Белоусов Т. П. Новейшие вертикальные движения и гравитационное поле Памира и Южного Тянь-Шаня	3
Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Строение и возраст основания земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы	17
Сыстра Ю. И., Скорнякова Н. И. Конические складки в древних сложноскладчатых метаморфических образованиях Северной Карелии	30
Мерзляков В. М., Лычагин П. П., Терехов М. И. Еще раз о проблеме Колымского массива	43
Горячев А. В. О строении и структурном положении Урало-Оманской зоны глубинных разломов	56
Яншин А. Л., Есина Л. А., Маловицкий Я. П., Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла и образование Тирренского глубоководного бассейна	72
Цимельзон И. О. К вопросу о соотношениях складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области	86
Пустильников М. Р., Кара В. И., Терехов А. А., Шиманский А. А. О строении подводной окраины Большого Кавказа	96
Орлов А. А. Влияние тектонических дислокаций на формирование повышенных пластовых давлений поровой жидкости в осадочных породах	106

Краткие сообщения

Сапов О. П. О принципах описания тектонических механизмов	115
---	-----

Критика и дискуссии

Маркова Н. Г., Павлова Т. Г., Розен О. М., Самыгин С. Г., Щерба И. Г. О тектоническом районировании палеозойд Центрального Казахстана (ответ на критическую статью Е. А. Алекторовой и Н. А. Фогельман)	122
---	-----

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

JANUARY — FEBRUARY

MOSCOW

№ 1, 1980

CONTENTS

Artemiev M. E., Belousov T. P. The newest vertical movements and gravity field of the Pamirs and South Tien-Shan	3
Sollogub V. B., Shekunov A. V. Structure and age of the Earth crust basement of Central and South-East Europe	17
Systra Yu. I., Skornyakova N. I. Conic folds in old multiple-folded metamorphic rocks of North Karelia	30
Merzlyakov V. M., Lychagin P. P., Terekhov M. I. Once again on the problem of the Kolyma massif	43
Goryachev A. V. On structure and structural position of the Ural-Oman zone of deep faults	56
Yanshin A. L., Yesina L. A., Malovitsky Ya. P., Shlezinger A. E. Structure of the sedimentary cover and formation of the Tyrrhenian deepsea basin	72
Tsimel'zon I. O. On relationships between folded zones of the Greater Caucasus and Apsheron area	86
Pustil'nikov M. R., Kara V. I., Terekhov A. A., Shimansky A. A. On structure of the Greater Caucasian underwater margin	96
Orlov A. A. Influence of tectonic dislocations on formation of rock pressure of interstitial liquid in sedimentary rocks	106
Brief communications	
Sapov O. P. On descriptive principles of tectonic mechanisms	115
Criticism and discussion	
Markova N. G., Pavlova T. G., Rozen O. M., Samygin S. G., Shcherba I. G. On tectonic zonation of Central Kazakhstan Paleozoides (in reply to the critical paper by E. A. Alektorova and N. A. Fogelman)	122

УДК 551.248.2+550.312(235211+235.216)

М. Е. АРТЕМЬЕВ, Т. П. БЕЛОУСОВ

НОВЕЙШИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ И ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ПАМИРА И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Получены данные о парной корреляции амплитуд вертикальных движений земной коры в отдельные интервалы новейшего времени и величин гравитационных аномалий в редукциях Гленни и изостатической для Памира, Южного Тянь-Шаня и зоны их сочленения. Анализировались средние значения указанных параметров, характеризующие 554 площадки размером $10 \times 15'$. Выявлены такие особенности развития вертикальных движений как средние амплитуды движений в отдельные интервалы времени, средние скорости движений, степень унаследованности движений от эпохи к эпохе, дифференцированность движений, характер связи движений с гравитационным полем, роль изостатических сил в развитии вертикальных движений. Показано, что эрозивно-денудационные процессы и осадконакопление существенно влияют на вертикальные движения коры. Оценены изостатическая и чисто тектоническая компоненты вертикальных движений земной коры. Установлена генетическая близость Зоны сочленения и Южного Тянь-Шаня. Основные особенности развития новейших тектонических движений Памира, Южного Тянь-Шаня и зоны их сочленения определяются суперпозицией независимых процессов эпигеосинклиналиного орогенеза и неотектонической активизации Центральной Азии.

Совместный анализ неотектонических движений и изостази позволяет получить дополнительную информацию о природе тектонических процессов. В качестве характеристики изостатического состояния используются карты изостатических аномалий силы тяжести. Обычно проводилось сопоставление этих аномалий с амплитудами тектонических движений за этап новейшего времени в 25—35 млн. лет, т. е. за интервал, на 2—3 порядка превышающий характерный период времени восстановления изостатического равновесия (Артемьев и др., 1972; Артемьев, Балавадзе, 1973). По-видимому, более полные результаты могут быть получены при анализе геофизических характеристик, отображающих строение и изостазию земной коры, и количественных характеристик тектонических движений за отрезки времени, максимально приближенные к современности. Ниже излагаются некоторые результаты такого анализа для территории, показанной на рис. 1.

В качестве характеристики неотектонических вертикальных движений земной коры использованы карты амплитуд этих движений для Памира, Южного Тянь-Шаня и Зоны их сочленения (Крестников и др., 1979). На картах отображены данные об амплитудах суммарных вертикальных тектонических движений за голоцен — Q_4 ($0,01 \times 10^6$ лет), поздний плейстоцен — Q_3 ($0,1 \times 10^6$ лет), средний плейстоцен — Q_2 ($0,3 \times 10^6$ лет), ранний плейстоцен — Q_1 ($0,6 \times 10^6$ лет), конец олигоцена — неоген P_3^2-N (30×10^6 лет). Количественная оценка тектонических движений за эти промежутки времени произведена на основе сопоставления первоначальных и последующих гипсометрических положений поверхностей выравнивания и террасовых уровней (Крестников, 1954; Белоусов, 1976; Крестников и др., 1979). Детальность этих данных позволила оценить средние амплитуды вертикальных движений за Q_4 , Q_3 , Q_2 , Q_1 , Q , N и $N-Q$ в пределах площадок размерами $10 \times 15'$.

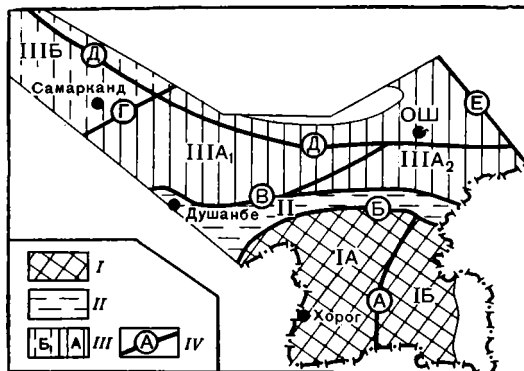


Рис. 1. Схема изученной территории

I — Памир: А — Западный, Б — Восточный, *II* — Зона сочленения Памира и Тянь-Шаня; *III* — Южный Тянь-Шань: интенсивно активизированная эпигердинская платформа (А₁ — Западный Гиссаро-Алай, А₂ — Восточный Гиссаро-Алай), Б — слабо активизированная эпигердинская платформа (Нуратинско-Зирабулакская зона); *IV* — зоны глубинных разломов: А — Памиро-Гималайская, Б — Дарваз-Каракульская, В — Гиссаро-Кокшаальская, Г — Западно-Тянь-Шаньская, Д — Южно-Ферганская, Е — Таласо-Ферганская

В качестве характеристики изостатического состояния использованы изостатические аномалии силы тяжести (Артемьев, Досымов, 1974). Кроме того, анализировались аномалии Гленни, практически обусловленные плотностными неоднородностями в литосфере, ограниченными радиусом в 222 км вокруг пунктов определения и глубинами порядка 100—200 км. Для рассматриваемой территории ранее было проведено сопоставление оцененных по сейсмологическим данным значений мощности земной коры и аномалий Гленни (Нерсесов и др., 1975), показавшее, что в этом районе основные особенности поля аномалий Гленни определяются изменениями мощности земной коры.

Путем сопоставления суммарных амплитуд вертикальных движений земной коры за отдельные промежутки времени, изостатических аномалий силы тяжести, аномалий Гленни и данных о современном рельефе Памира, Южного Тянь-Шаня и зоны их сочленения была предпринята попытка решить следующие вопросы: 1) оценить степень унаследованности вертикальных движений земной поверхности от предыдущих эпох в отдельные отрезки новейшего времени; 2) оценить средние скорости вертикальных движений этих территорий в течение новейшего периода развития; 3) оценить дифференцированность движений; 4) выяснить степень связи амплитуд вертикальных движений в отдельные интервалы времени и наблюдаемых изостатических аномалий; 5) выяснить наличие связи амплитуд вертикальных движений с аномалиями Гленни, используемыми в качестве относительной характеристики глубин до раздела Мохоровичича; 6) выяснить соотношения амплитуд неотектонических поднятий с высотами современного рельефа и оценить на этой основе масштаб денудационного среза; 7) оценить роль изостатического фактора в развитии вертикальных движений некоторых районов и выявить чисто тектоническую компоненту этих движений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Определялась попарная корреляция следующих параметров в пределах каждого из регионов изучаемой территории: суммарных амплитуд вертикальных движений за $Q_1, Q_2, Q_3, Q_4, Q, P, 2-N, N-Q$; локальных изостатических аномалий (Δg_i), локальных аномалий Гленни (Δg_g), высот топографического рельефа (H). Отметим, что их распределения

близки к нормальному. В результате были получены значения коэффициентов корреляции этих параметров (R), их средние значения (\bar{M}), среднеквадратичные отклонения (σ), нормированные значения среднеквадратичных отклонений (σ/\bar{M}) и уравнения регрессии, связывающие попарно перечисленные параметры. Кроме того, оценивались средние значения скоростей вертикальных движений для отдельных отрезков времени. Для некоторых участков оценивалась величина денудационного среза и средняя мощность новейших осадков по разности средней высоты современного рельефа и средней величины неотектонического поднятия, суммированной с высотой исходного рельефа перед началом эпохи горообразования.

Предполагалось, что эрозионно-денудационные процессы, приводящие к перераспределению на поверхности Земли больших масс горных пород, нарушают изостазию. Эти нарушения должны вызывать изостатические компенсационные движения. Так как анализируемые участки имеют значительные размеры (Памир — 147 площадок $10 \times 15'$, Южный Тянь-Шань — 350, Зона их сочленения — 57) и ограничены глубинными разломами, то при оценке изостатических смещений не принимались во внимание напряжения, возникающие по их краям, т. е. считалось, что каждый участок компенсируется локально. В таком случае относительное изменение высоты рельефа ΔH составит $\Delta H = \frac{\Delta \rho}{\rho} h$, где $\Delta \rho$ — разность плотности низов коры и подстилающей мантии, а ρ — плотность снятого денудацией слоя h (или плотность осадков мощностью h). Величина $\Delta \rho$ составляет от 0,3 до 0,6 $г/см^3$, а ρ — около 3 $г/см^3$, следовательно, ΔH будет составлять 0,1—0,2 от h . Это означает, что амплитуда компенсационных изостатических движений составит 80—90% от мощности слоя, сформированного аккумулятивными или снятого эрозионно-денудационными процессами.

Таким способом были оценены средние величины компенсационных изостатических движений для ряда участков. Исключив их из средних величин неотектонических вертикальных движений, можно оценить амплитуды движений, обусловленные чисто тектоническими эндогенными процессами.

Значения коэффициентов корреляции являются мерой сходства изменения сравниваемых параметров. Если R близко к 1 при сравнении амплитуд вертикальных движений для каких-то двух отрезков времени, то это значит, что движения имеют выраженный унаследованный характер. Положительная корреляция изостатических аномалий и величин вертикальных смещений означает, что в соответствующий отрезок времени направление движений было обратное направлению современного действия сил изостатического выравнивания.

Принимая, что аномалии Гленни в общем пропорциональны глубинам до раздела Мохоровичича, получаем, что их положительная корреляция с амплитудами тектонических движений в определенный интервал времени указывает на поднятие в это время тех участков коры, где сейчас ее мощность относительно понижена; наоборот, отрицательная корреляция указывает, что более интенсивно поднимались участки коры, имеющие сейчас повышенную мощность.

Нормированное среднеквадратичное отклонение (σ/\bar{M}) является мерой дифференцированности параметра M . Если $\bar{M} = \bar{H}$ — средняя величина поднятия территории и σ/\bar{H} мало, то движения были слабо дифференцированными, и весь участок смещался практически как целый блок. Если же σ/\bar{H} велико, то это значит, что в пределах участка дифференцированность движений была значительной. Эта мера относительна. Например, если при средней величине поднятия участка в 1 км $\sigma = 1$ км, а для другого участка при поднятии в 1 км $\sigma = 4$ км, то дифференцированность движений второго участка будет в 4 раза больше.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Кратко прокомментируем результаты наших расчетов, приведенные в табл. 1, 2 и 3.

Предполагается, что в пределах Памира геосинклинальные условия развития завершились в начале кайнозоя, после чего он превратился в складчатую страну (Белюсов, 1962; Крестников, 1962; Николаев, 1962). В конце олигоцена начался этап новейшего тектонического развития, орогенетические движения которого наложились на заключительную фазу замыкания альпийской геосинклинали (Крестников, 1962). Активизация восходящих тектонических движений привела к резкому воздыманию Памира. Средняя величина поднятия с начала новейшего этапа по конец неогена оценивается в 2900 м (табл. 1) при средней скорости поднятия 0,012 см/год. При этом дифференцированность движений была весьма незначительной ($\sigma/\bar{V}=0,17$).

В конце первой половины раннего плейстоцена в режиме движений произошло существенное изменение. В раннем плейстоцене средняя скорость поднятия возросла до 0,072 см/год. Дифференцированность движений увеличилась до 0,3. Важно отметить, что на фоне продолжающегося общего поднятия Памира в его пределах существенно изменилось плановое положение участков относительного поднятия и опускания. Коэффициент корреляции неогеновых и раннеплейстоценовых движений составляет 0,1. В плейстоцене и голоцене тектонические движения

Таблица 1

Обобщенные характеристики вертикальных неотектонических движений для отдельных интервалов времени и коэффициенты их взаимной корреляции и корреляции с аномалиями Гленни и изостатическими

Время	Регион	\bar{A} , км	\bar{A}_p , км	σ_A , км	σ_A/\bar{A}	\bar{V} , см/год	Коэффициент корреляции							
							(A; Δg_T)	(A; Δg_T)	(A; A_N)	(A; A_Q)	(A; A_{Q_2})	(A; A_{Q_3})		
N	I	2,93	56,9	0,51	0,2	0,012	-0,1	-0,3						
	II	0,68	38,8	1,66	2,5	0,003	0,4	-0,4						
	IIIА	1,06	46,7	1,35	1,3	0,004	0,6	-0,3						
	IIIБ	0,10	53,0	0,65	6,5	0,0003	0,3	-0,1						
Q ₁	I	0,44	8,4	0,14	0,3	0,072	-0,1	0,3	-0,1					
	II	0,13	7,4	0,09	0,7	0,022	0,4	-0,4	0,4					
	IIIА	0,34	14,7	0,23	0,7	0,056	0,6	-0,4	0,6					
	IIIБ	0,034	18,3	0,09	2,6	0,006	0,3	-0,1	0,7					
Q ₂	I	1,23	23,8	0,16	0,1	0,409	0,0	0,2	-0,1	0,7				
	II	0,61	34,7	0,35	0,6	0,202	0,4	-0,9	0,6	0,6				
	IIIА	0,57	25,3	0,41	0,7	0,191	0,5	-0,5	0,6	0,8				
	IIIБ	0,004	2,2	0,07	17,5	0,001	0,1	0,2	0,4	0,6				
Q ₃	I	0,38	7,3	0,11	0,3	0,378	0,0	-0,1	0,3	0,7	0,7			
	II	0,26	14,6	0,12	0,4	0,256	0,4	-0,5	0,5	0,6	0,7			
	IIIА	0,24	10,5	0,14	0,6	0,238	0,6	-0,4	0,6	0,8	0,9			
	IIIБ	0,03	18,3	0,04	1,3	0,034	0,4	-0,1	0,6	0,5	0,4			
Q ₄	I	0,18	3,4	0,04	0,2	1,78	-0,2	0,0	0,2	0,7	0,7	0,8		
	II	0,08	4,6	0,04	0,5	0,81	0,5	-0,6	0,5	0,6	0,7	0,8		
	IIIА	0,09	3,9	0,05	0,6	0,88	0,5	-0,3	0,6	0,7	0,8	0,8		
	IIIБ	0,01	7,5	0,01	0,9	0,14	0,2	0,2	0,6	0,7	0,7	0,6		

Примечание. Регионы: I — Памир; II — Зона сочленения Памира и Тянь-Шаня; IIIА — интенсивно активизированная эпигерцкая платформа (собственно Южный Тянь-Шань); IIIБ — слабо активизированная эпигерцкая платформа (Нуратинско-Зирабулакская зона). Значения в вертикальных столбцах: \bar{A} — средняя величина поднятия в соответствующий интервал времени; \bar{A}_p — амплитуда поднятия в % от суммарной величины поднятия за новейшее время; σ_A — среднее квадратичное отклонение величин поднятий отдельных площадок размером $10 \times 15'$ в пределах соответствующих регионов от средней величины поднятия региона \bar{A} ; σ_A/\bar{A} — нормированное среднее квадратичное отклонение; \bar{V} — средняя скорость поднятия в см/год; значения коэффициентов корреляции между величинами поднятий в соответствующий интервал времени и значениями изостатических аномалий (A; Δg_T), значениями аномалий Гленни (A; Δg_T), величинами неогеновых вертикальных смещений (A; A_N), раннеплейстоценовых смещений (A; A_{Q_1}), среднеплейстоценовых смещений (A; A_{Q_2}), позднеплейстоценовых смещений (A; A_{Q_3}).

Таблица 2

Средние характеристики амплитуд неотектонических и четвертичных вертикальных движений, высот современного рельефа, величин локальных изостатических аномалий и локальных аномалий Гленни и коэффициенты их взаимной корреляции

Регион	N-Q		Q		\bar{h} , км	σ_h , км	Δg_l , мгал	$\sigma_{\Delta g_l}$, мгал	Δg_r , мгал	$\sigma_{\Delta g_r}$, мгал	Коэффициент корреляции					
	\bar{A} , км	σ_A , км	\bar{A} , км	σ_A , км							1	2	3	4	5	6
I	5,14	0,68	2,22	0,39	4,24	0,58	23	24	-344	43	0,42	0,20	-0,06	-0,12	-0,01	-0,57
II	1,75	2,04	1,09	0,52	2,40	1,06	27	14	-225	67	0,74	0,91	0,42	-0,54	0,50	-0,87
III А	2,27	1,96	1,22	0,78	2,39	1,01	17	28	-190	48	0,87	0,86	0,66	-0,41	0,64	-0,54
III Б	0,20	0,78	0,08	0,18	0,65	0,30	12	11	-49	21	0,75	0,58	0,26	-0,03	0,30	-0,49
I и II	4,19	1,90	1,90	0,67	3,74	1,10	24	22	-310	74	0,84	0,80	0,00	-0,73	0,02	-0,87
II и IIIА	2,18	1,98	1,19	0,74	2,40	1,09	19	23	-196	55	0,84	0,86	0,59	-0,39	0,61	-0,59
I, II, IIIА	3,12	2,18	1,52	0,80	2,99	1,24	20	24	-243	85	0,88	0,86	0,40	-0,61	0,38	-0,78
I, IIIА, IIIБ	1,72	1,97	0,94	0,80	2,00	1,17	17	21	-162	78	0,86	0,90	0,57	-0,54	0,54	-0,78

Примечание. Регионы те же, что в табл. 1. \bar{A} и σ_A — средние величины поднятия за новейшее (N-Q) и четвертичное время и соответствующие значения среднеквадратичных отклонений амплитуд поднятий отдельных площадок размерами $10 \times 15'$ от средних величин поднятий регионов; \bar{h} — средние значения высот современного рельефа; среднеквадратичные отклонения высот отдельных площадок от средних высот регионов — σ_h ; Δg_l и $\sigma_{\Delta g_l}$ — средние значения локальных изостатических аномалий и их среднеквадратичные отклонения; Δg_r и $\sigma_{\Delta g_r}$ — средние значения локальных аномалий Гленни и их среднеквадратичные отклонения; коэффициенты корреляции: 1 — между неоген-четвертичными вертикальными смещениями и высотами современного рельефа, 2 — между величинами четвертичных смещений и высотами рельефа, 3 — между величинами неоген-четвертичных смещений и изостатическими аномалиями, 4 — между неоген-четвертичными смещениями и аномалиями Гленни, 5 — между высотами рельефа и изостатическими аномалиями, 6 — между высотами рельефа и аномалиями Гленни.

Средние амплитуды неотектонических и изостатических вертикальных движений

Регион	\bar{A}_{N-Q} км	\bar{A}_N км	\bar{A}_Q км	\bar{h}_0 км	\bar{h}_T км	\bar{h} км	\bar{H} км	Δg_i мгал	\bar{A}_i км	$\bar{A}_{тек}$ км
I	5,14	2,92	2,22	0,50	5,65	4,24	-1,40	23	1,20	3,94
IA	5,30	2,96	2,34	0,35	5,65	4,14	-1,50	19	1,30	4,00
IB	4,48	2,93	1,55	0,55	5,05	5,51	-0,55	31	0,50	4,00
II	1,75	0,66	1,09	0,25	2,00	2,40	0,40	27	-0,35	2,10
IIIA	2,27	1,05	1,22	0,40	2,67	2,39	-0,28	17	0,24	2,03
IIIA ₁	3,16	1,67	1,50	0,50	3,36	2,80	-0,86	34	0,80	2,40
IIIA ₂	3,91	1,84	2,07	0,50	4,40	3,30	-1,10	13	1,00	2,90
IIIB	0,20	0,12	0,08	0,20	0,40	0,65	0,25	12	-0,20	0,40

Примечание. Регионы I, II, IIIA и IIIB — те же, что в табл. 1 и 2, IA — Западный Памир, IB — Восточный Памир, IIIA₁ — Западный Гиссаро-Алай, IIIA₂ — Восточный Гиссаро-Алай; \bar{A}_{N-Q} , \bar{A}_N и \bar{A}_Q — средние амплитуды поднятий за весь новейший период, неоген и четвертичный период соответственно; \bar{h}_0 — предполагаемые средние высоты регионов перед началом новейших орогенических движений; \bar{h}_T — средние высоты теоретического рельефа ($\bar{h}_T = \bar{A}_{N-Q} + \bar{h}_0$); \bar{h} — средние высоты современного рельефа; \bar{H} — средняя величина эрозионно-денудационного среза (—) или средняя мощность осадков, аккумулярованных за новейший период (+); Δg_i — средние значения локальных изостатических аномалий; \bar{A}_i — средняя величина компенсационного изостатического поднятия (+) или прогибания (—); $\bar{A}_{тек}$ — средняя величина поднятия, обусловленная тектоническими факторами (без изостазии).

носили устойчивый восходящий характер, дифференцированность движений оставалась незначительной при четкой унаследованности плана локальных движений в Q_2 , Q_3 и Q_4 от плана движений в Q_1 .

Средняя высота современного рельефа Памира (4240 м) примерно на 1400 м меньше величины его неотектонического поднятия, суммированной с высотой исходного рельефа (5650 м) (табл. 3). Эту разницу можно, по-видимому, принять в качестве средней величины денудационного среза Памира за период новейшего развития. При этом наблюдается существенное различие между его западной и восточной частями, граница между которыми проходит по зоне поперечного, вероятно, глубинного разлома, секущего субширотные структуры Памира (Белоусов, 1976; Крестников, Штанге, 1977). Для Западного Памира средняя амплитуда неоген-четвертичного поднятия составляет 5300 м. Перед началом орогенических движений высоты рельефа не превышали здесь 300—400 м (Лоскутов, 1969). Таким образом, при отсутствии эрозионно-денудационных процессов средняя высота рельефа Западного Памира должна была бы достигать 5600—5700 м. Фактически она составляет 4140 м. Следовательно, денудационный срез может быть оценен величиной в 1500 м. Принимая высоту рельефа Восточного Памира перед началом активизации тектонических движений равной 500—600 м (Крестников, 1962), величину денудационного среза оцениваем в 500—600 м (табл. 3).

При срезе в 1500 м дополнительное компенсационное поднятие Западного Памира составит 1200—1300 м; вычитая эту величину из суммарного подъема территории за новейший период, определяем величину поднятия, обусловленного чисто эндогенными факторами. Она составляет около 4000 м. Аналогично определяется изостатическое поднятие Восточного Памира (450—550 м) и амплитуда его чисто тектонического поднятия, которая также оказывается близкой к 4000 м (табл. 3).

Полученные результаты позволяют предполагать, что без воздействия экзогенных факторов неотектоническое поднятие Восточного и Западного Памира было бы одинаковым. Западный Памир поднят на 800 м выше Восточного только под действием изостатических сил, обусловленных большей интенсивностью эрозионно-денудационных процессов на Западном Памире. Более интенсивное поднятие Западного Памира имело место в основном в четвертичный период. Следовательно, именно

в это время происходил наиболее значительный вынос материала с территории Западного Памира, активно эродируемой реками, и именно в это время быстро развивалось изостатическое поднятие и происходила концентрация напряжений по границе между Восточным и Западным Памиром. Именно следствием этих напряжений могла явиться регенерация древнего глубинного разлома, разделяющего эти блоки, и повышение здесь сейсмической активности.

Следует отметить, что в пределах Памира амплитуды неоген-четвертичных поднятий слабо коррелированы с современным рельефом ($R = 0,4$) и отсутствует корреляция суммарных величин вертикальных неотектонических смещений со значениями аномалий Гленни и изостатических. Коэффициент корреляции между топографическими высотами и аномалиями Гленни в пределах Памира составляет $-0,6$. Это позволяет предполагать, что локальные структуры на разделе Мохоровичича возникли в четвертичное время в результате изостатической компенсации экзогенных форм рельефа.

Южный Тянь-Шань является эпиплатформенной горной страной. В течение всего мезозоя и большей части палеогена здесь сохранялись условия тектонического спокойствия, в результате чего была сформирована обширная поверхность выравнивания (Белоусов, 1962; Крестников, 1962; Синицин, 1960). В конце олигоцена, как и на Памире, здесь началась активизация тектонических движений. Наиболее интенсивно уже в предчетвертичное время воздымалась территория, лежащая к востоку от Западно-Тянь-Шаньского поперечного разлома, которая ниже называется просто Южным Тянь-Шанем. Среднее поднятие этого региона за олигоцен — неоген оценивается в 1060 м (см. табл. 1) при средней скорости поднятия $0,004 \text{ см/год}$. Нормированное стандартное отклонение (дифференцированность) достигает $1,3$, что свидетельствует о сильной дифференцированности тектонических движений.

Усиление интенсивности восходящих движений произошло в конце первой половины раннего плейстоцена (см. табл. 1). В последующие эпохи ($Q_2—Q_4$) скорость поднятия Южного Тянь-Шаня направленно возрастала, составив в голоцене в среднем $0,88 \text{ см/год}$. Дифференцированность движений оставалась на уровне $0,6—0,7$. Резким отличием Южного Тянь-Шаня от Памира является сохраняющаяся от неогена унаследованность движений локальных структур, что проявляется в больших значениях коэффициентов корреляции амплитуд тектонических движений за различные интервалы времени (см. табл. 1).

По геологическим данным, средняя высота рельефа Южного Тянь-Шаня перед началом тектонической активизации оценивается в $400—500 \text{ м}$ (Крестников, 1962). Можно оценить (см. табл. 3), что эрозионно-денудационные процессы удалили с него слой пород средней мощностью около 280 м . Тогда средняя величина компенсационного изостатического поднятия составляет 250 м , а величина чисто тектонического поднятия — около 2000 м .

Неотектонические движения рассматриваемой части Южного Тянь-Шаня наиболее интенсивно проявились в районе Гиссаро-Алая. В его пределах рассмотрены две зоны (см. табл. 3), расположенные к югу от Южно-Ферганского глубинного разлома и разделенные крупным разломом, прослеживаемым от г. Гарм на р. Исфайрам (см. рис. 1). Приняв высоту рельефа перед началом активизации в 500 м (Крестников, 1962), изостатическое поднятие этих участков оценивается в 1000 и 800 м , а поднятие, обусловленное тектоническими причинами, — в 2900 и 2400 м . Отметим, что, как и на Памире, здесь уровень поля изостатических аномалий ниже в тех районах, где больше величина разгрузки, обусловленной денудационным срезом (см. табл. 3). Неогеновое поднятие восточных и западных районов Гиссаро-Алая было практически одинаковым (1800 и 1700 м), а четвертичное поднятие восточного участка было

на 600 м больше (2100 и 1500 м). Практически треть этой величины может быть обусловлена более интенсивным поднятием восточного участка вследствие более интенсивного развития эрозивно-денудационных процессов.

Существенное отличие от Памира заключается в том, что высота современного рельефа Южного Тянь-Шаня хорошо коррелированы с амплитудами неоген-четвертичных вертикальных движений. Это, в частности, аргумент в пользу того, что экзогенные формы рельефа здесь конформны неотектоническим. Другая особенность Южного Тянь-Шаня — коррелированность изостатических аномалий как с суммарными амплитудами неоген-четвертичных движений ($R=0,7$), так и с амплитудами тектонических движений за отдельные интервалы новейшего времени при значениях R около $+0,6$. Коэффициент корреляции изостатических аномалий с современным рельефом также составляет $+0,6$. С другой стороны, как суммарные амплитуды поднятий и величины движений за отдельные интервалы времени, так и высоты современного рельефа слабо коррелированы со значениями аномалий Гленни ($R=-0,4$). Это с большой вероятностью может указывать на то, что локальные тектонические движения в пределах Южного Тянь-Шаня имели ярко выраженную антиизостатическую направленность, а участки с различными значениями амплитуд неотектонических смещений и с различными значениями высот современного рельефа не находят четкого отображения в рельефе раздела Мохоровичича. Сложность взаимоотношений между новейшей тектонической структурой земной коры и ее мощностью отмечалась и ранее на основе данных, полученных другими методами (Крестников, Нерсесов, 1962; Макаров, 1977, и др.).

Западнее Западно-Тянь-Шаньского глубинного разлома расположена Нуратинско-Зирабулакская зона Южного Тянь-Шаня (см. рис. 1), слабо затронутая неотектонической активизацией. Как видно из табл. 1, очень небольшие амплитуды движений, измеряемые десятками метров, сохранились в этой зоне на всех этапах новейшего развития, причем относительная дифференцированность движений была очень большой, достигая в Q_2 величины 17,5. Четвертичные движения наследуют в основном план неогеновых.

Среднюю высоту рельефа перед началом активизации можно оценить в 200 м. Тогда средняя высота современного рельефа должна была бы быть 400 м, т. е. на 250 м ниже существующего. Это можно объяснить тем, что в рассматриваемой зоне активно развивались депрессии, в которых накапливался материал, эродируемый с соседних высокогорных районов. Нагрузка этого материала должна была вызвать изостатическое опускание района примерно на 200 м, т. е. амплитуда тектонического поднятия территории уменьшена на 200 м изостатическими силами. Без этого воздействия средняя величина неотектонического поднятия Нуратинско-Зирабулакской зоны составила бы около 400 м.

Следует отметить, что рельеф этой зоны хорошо коррелирован ($R=0,75$) со значениями суммарных амплитуд неоген-четвертичных поднятий. Однако дифференцированность рельефа на порядок меньше дифференцированности амплитуд поднятий (0,46 и 4,2 соответственно). Резкость форм тектонических структур сильно сглажена экзогенными процессами.

Зона сочленения Памира и Тянь-Шаня окаймляет Памир с севера и северо-запада. Ее южной границей является Дарваз-Каракульский глубинный разлом. С севера она контролируется Гиссаро-Кокшаальским глубинным разломом (см. рис. 1).

Согласно данным, использованным в работе, неогеновое поднятие Зоны сочленения составило всего 680 м (см. табл. 1). Неогеновые движения были дифференцированными. В целом вертикальные движения четвертичного периода наследуют план неогеновых, но четвертичные

движения отличались меньшей дифференцированностью. Средняя скорость поднятия возросла к голоцену до $0,81 \text{ см/год}$. Характерно, что от эпохи к эпохе нарастает степень унаследованности движений. Это означает, что в четвертичный период не было резких перестроек плана движений отдельных участков Зоны. Изменения происходили постепенно и были незначительными. Наиболее существенные изменения плана вертикальных движений были на границе неогена и четвертичного периода. На некоторую перестройку плана движений после неогена указывает и то, что современный рельеф очень хорошо коррелирован с суммарными амплитудами движений за весь четвертичный период ($R=0,9$) и хуже как с неогеновыми, так и за весь период тектонической активизации (см. табл. 1 и 2).

На основании геологических данных высоты рельефа перед началом активизации движений приняты в $200\text{--}300 \text{ м}$, тогда среднюю толщину осадков, накопившихся за период активизации в Зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня, можно оценить в 400 м (см. табл. 3). Под действием этой нагрузки должно было произойти изостатическое опускание территории примерно на 350 м . Тогда среднее чисто тектоническое поднятие Зоны за период активизации оценивается в 2100 м , почти такой же, как чисто тектоническое поднятие Южного Тянь-Шаня. Различие же средних значений суммарных амплитуд неотектонического поднятия этих территорий ($\sim 500 \text{ м}$) можно объяснить тем, что Южный Тянь-Шань испытал дополнительный изостатический подъем как область преимущественной денудации, а Зона его сочленения с Памиром испытывала относительное изостатическое опускание под действием нагрузки отлагавшихся в ее пределах осадочных пород.

Значения изостатических аномалий силы тяжести слабо коррелированы как с амплитудами поднятий за отдельные интервалы времени, так и с суммарными смещениями за весь период активизации (см. табл. 1 и 2). Аномалии Гленни плохо коррелированы с движениями за N и Q_1 , несколько лучше с движениями за Q_3 и Q_4 и за $N\text{--}Q$. Отмечается их очень хорошая коррелированность с движениями за Q_2 . Принимая, что аномалии Δg_T связаны с поведением раздела Мохоровичича, можно предположить, что основные особенности современного плана этого раздела возникли в Q_2 . Движения в Q_3 и Q_4 , коррелированные с движениями в Q_2 , завершили его формирование. Амплитуды суммарных движений за весь четвертичный период хорошо коррелированы с аномалиями Гленни, т. е. можно полагать, что локальная структура раздела Мохоровичича создана в основном в четвертичный период. Современный рельеф хорошо коррелирован как с четвертичными вертикальными смещениями, так и с аномалиями Гленни. Это указывает на хорошее выражение локальных топографических и неотектонических особенностей в рельефе поверхности М: более поднятым блокам соответствует более толстая кора и наоборот. Эти факты указывают на тенденцию к локальной компенсации отдельных блоков, хотя положительная корреляция изостатических аномалий и высот рельефа может интерпретироваться в том смысле, что компенсация не является полной.

ВЫВОДЫ

Неотектонический этап развития в пределах рассматриваемой территории проявился прежде всего в активизации восходящих движений. На всех интервалах этого этапа опережающее, более интенсивное поднятие испытывал Памир. При этом важно отметить, что амплитуды поднятий Памира, Южного Тянь-Шаня и Зоны их сочленения в отдельные интервалы времени были коррелированными (рис. 2). Это свидетельствует, что при различии средних амплитуд поднятий отдельных регионов в соответствующие интервалы времени принципиальные особенности развития процесса активизации обусловлены единой причиной.

На фоне общих закономерностей выделяются особенности развития движений в отдельных регионах. На рис. 3 показаны средние амплитуды поднятия Южного Тянь-Шаня и Зоны его сочленения с Памиром в отдельные интервалы времени по отношению к средним величинам поднятия Памира в те же интервалы времени (в %). Видно, что в раннем плейстоцене произошло относительное ускорение поднятия Южного Тянь-Шаня, и амплитуда его поднятия составила 87% от поднятия Памира в это же время, тогда как неогеновое поднятие Южного Тянь-Шаня составляло только 36% от величины поднятия Памира. В это же

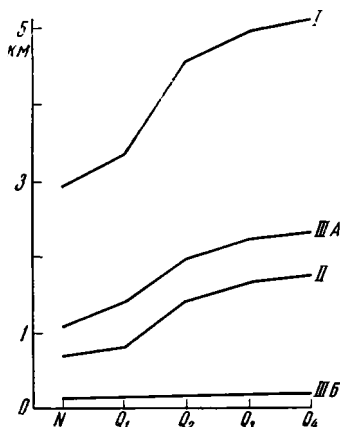


Рис. 2

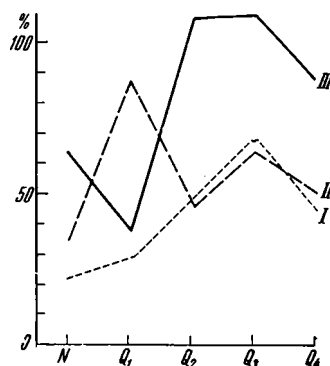


Рис. 3

Рис. 2. Средние величины поднятий в отдельные интервалы времени I — Памир, II — Зона сочленения Памира и Тянь-Шаня, III — Южный Тянь-Шань: А — интенсивно активизированная часть, Б — слабо активизированная часть (Нуратинско-Зирабулакская зона)

Рис. 3. Средние величины поднятий Зоны сочленения (I) и Южного Тянь-Шаня (II), выраженные в % от средних величин поднятий Памира в те же интервалы времени, и средние величины поднятия Зоны сочленения в % от поднятия Южного Тянь-Шаня (III)

время произошло относительно Памира и некоторое усиление поднятия Зоны сочленения (от 23% до 29%), но при этом воздымание Зоны сочленения значительно отставало от Южного Тянь-Шаня. Величина неогенового поднятия Зоны составляла 64% от поднятия Южного Тянь-Шаня, а раннеплейстоценового — только 37%. В последующие этапы (Q_2 — Q_4) Южный Тянь-Шань и Зона его сочленения с Памиром характеризуются почти одинаковыми средними величинами поднятия, составляющими 45—68% от средних величин поднятия Памира в эти временные интервалы.

Таким образом, на фоне сходства в характере изменения средних характеристик вертикальных движений основных участков территории наблюдается большая синхронность движений Южного Тянь-Шаня и Зоны сочленения, особенно начиная со среднего плейстоцена.

Характер унаследованности вертикальных движений Южного Тянь-Шаня и Зоны сочленения — еще один признак их сходства. Движения четвертичного периода наследуют в основных чертах план локальных неогеновых движений, и этот план в общем сохраняется в течение всего четвертичного периода. На Памире же в раннем плейстоцене произошла существенная перестройка структурного плана, сформированного в неогене. Памир отличается и по дифференцированности движений. Там она в несколько раз меньше, чем в других рассматриваемых регионах.

В пределах Южного Тянь-Шаня и Зоны его сочленения с Памиром этот параметр изменялся синхронно при наибольшей дифференцированности в неогене.

Взаимосвязь новейших тектонических движений и современного рельефа с аномалиями Гленни и изостатическими также указывает на сходство Южного Тянь-Шаня с Зоной сочленения и на их отличие от Памира. Полученные выше результаты позволяют предполагать, что Памир компенсируется изостатически регионально. Только на Западном Памире, где эрозионно-денудационные процессы создали расчлененный рельеф, коррелированный с аномалиями Гленни, существует тенденция к локальной компенсации.

В отличие от Памира в пределах Южного Тянь-Шаня выявлена коррелированность изостатических аномалий как с суммарными амплитудами неоген-четвертичных вертикальных движений, так и с высотами современного рельефа. Корреляция этих параметров с аномалиями Гленни очень слабая. Это указывает, что отдельные участки в пределах Южного Тянь-Шаня поднимались против действия изостатических сил, и изостатическое равновесие остается нарушенным. Близкие соотношения наблюдаются и в Зоне сочленения, хотя тенденция к изостатической компенсации топографических форм проявляется там более отчетливо.

Нуратинско - Зирабулакская зона отличается очень небольшими амплитудами вертикальных движений. Однако общий характер их развития во времени и изменения их дифференцированности в отдельные интервалы имеет черты сходства с изменением этих параметров на остальной части Южного Тянь-Шаня.

Для всех анализируемых регионов были определены средние высоты топографического рельефа и средние значения аномалий Гленни. Как видно из рис. 4, существует близкая к линейной зависимость между этими характеристиками. Очевидно, что для каждого региона средняя величина аномалий Гленни пропорциональна средней величине масс, компенсирующих топографический рельеф. Таким образом, между средними величинами топографических масс отдельных зон и величинами компенсационных масс существует зависимость, близкая к линейной. Заметно отклоняется от этой зависимости только западная часть Гиссаро-Алая, для которой характерны и наиболее интенсивные положительные изостатические аномалии. И в региональном плане этот участок далек от изостатической компенсации.

Полученные результаты указывают, что экзогенные процессы приводят к значительным изменениям поверхностной нагрузки на земную кору и к соответствующим компенсационным изостатическим движениям. Можно полагать, что разделение Памира на западную и восточную

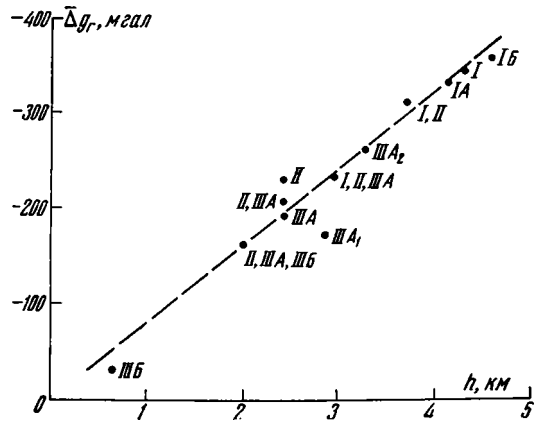


Рис. 4. Зависимость между средними высотами рельефа и средними значениями локальных аномалий Гленни

Точки соответствуют: I — весь Памир, IA — Западный Памир, IB — Восточный Памир, II — Зона сочленения Памира и Тянь-Шаня, IIIA — Южный Тянь-Шань, IIIA₁ — Западный Гиссаро-Алай, IIIA₂ — Восточный Гиссаро-Алай, IIIB — Нуратинско-Зирабулакская зона, I и II — вместе Памир и Зона сочленения, II и IIIA — вместе Зона сочленения и Южный Тянь-Шань, I, II и IIIA — Памир, Зона сочленения и Южный Тянь-Шань, II, IIIA и IIIB — Зона сочленения и весь Южный Тянь-Шань

части и появление или активизация разделяющего их разлома обусловлены действием изостатических сил, спровоцированных экзогенными процессами. Ранее было показано (Артемьев, Дубровский, 1976), что напряжения в коре, связанные с нарушениями изостазии, достаточны для возникновения сильных землетрясений. Наши исследования показывают, что напряжения в коре, обусловленные выносом материала с Западного Памира, достаточны не только для возникновения сейсмичности на его границе с Восточным, но могут даже привести к нарушению сплошности земной коры.

Большой интерес представляет объяснение черт сходства и различия в протекании процесса неотектонического развития в пределах Памира, Южного Тянь-Шаня и Зоны их сочленения. Можно предполагать, что общее и достаточно синхронное поднятие этих районов обусловлено теми же процессами, что и на остальной территории Центральной Азии, подвергшейся неотектонической активизации и простирающейся от Памира до Забайкалья. Комплекс геолого-геофизических данных позволяет связывать этот процесс с появлением в верхней мантии под всем этим регионом огромного количества аномально малоплотного и аномально разогретого материала (Алексеев и др., 1971; Артемьев, 1975; Белоусов, 1966; Бугаевский, 1978). Поднимаясь в поле силы тяжести, этот материал вызывает общее воздымание территории, т. е. так называемую неотектоническую активизацию. Во многих случаях следствием этого процесса — возникновение растягивающих напряжений в литосфере, приводящее, в частности, к рифтогенезу и сопутствующим проявлениям вулканической активности. В пределах Тянь-Шаня и Памира эти напряжения существенно скомпенсированы полем горизонтальных сжимающих напряжений, обусловленных процессами в расположенной южнее альпийско-гималайской геосинклинальной области. В результате здесь сильно затруднено раскрытие зон разломов и ничтожны проявления вулканизма (Артемьев, 1979; Крестников и др., 1979).

Геофизические признаки, такие, как характер гравитационного поля и изостатического состояния, особенности подстилающей мантии, выявляемые сейсмическими методами, поля напряжений, ответственные за проявления сейсмической активности, и др. указывают, что процессы, вызывающие эпиплатформенную и эпигеосинклинальную орогению, существенно отличны. Уже давно были отмечены геофизические признаки сходства Памира с другими горными сооружениями альпийского складчатого пояса и даже со структурами типа островных дуг (Артемьев, 1966, 1971; Винник, 1976). Напряжения горизонтального сжатия, типичные для фронтальных зон альпийских орогенов и островных дуг, выявлены в результате изучения механизмов землетрясений для Северного Памира и особенно для зоны его сочленения с Южным Тянь-Шанем (Широкова, 1961; 1974). Результаты геодезических измерений указывают на продолжающееся сближение структур Памира и Южного Тянь-Шаня (Певнев и др., 1977).

Можно предполагать, что в пределах рассматриваемого региона основные геофизические и тектонические особенности — следствие интерференции результатов проявления двух типов глубинных процессов. Общее поднятие территории обусловлено «неотектонической активизацией». В результате передовой прогиб альпийской геосинклинали (Зона сочленения) также вовлечен в общее поднятие и испытал только относительное прогибание. Комплекс приведенных выше результатов указывает, что прогиб представляет собой скорее всего относительно опущенный блок Южного Тянь-Шаня. Исключительное поднятие Памира можно объяснить тем, что его воздымание в результате неотектонической активизации накладывается на поднятие, обусловленное процессами постгеосинклинальной орогении. Интенсивность изостатических анома-

лий на Памире и в Зоне сочленения значительно меньше, чем в других районах альпийской геосинклинальной области, и это можно связать с характерной для областей неотектонической активизации близостью к изостатическому равновесию, обусловленной хорошим развитием астеносферы (Артемьев, 1975).

С другой стороны, процесс, обуславливающий эпигеосинклинальный орогенез на Памире, ответственный, в частности, за глубокофокусную сейсмичность, воздействует и на прилегающие к нему участки литосферы с иной геологической предысторией. Результатом может быть опускание в качестве передового прогиба южного блока Южного Тянь-Шаня и нетипичные для области неотектонической активизации интенсивные положительные изостатические аномалии Южного Тянь-Шаня, напоминающие внешние гравитационные максимумы, обычные для альпийских геосинклиналей и островных дуг. Также не типичны для областей неотектонической активизации, но характерны для передовых прогибов геосинклинальных зон механизмы землетрясений в зоне сочленения, указывающие на горизонтальное сжатие литосферы.

Данные, полученные в настоящей работе, указывают, что четвертичные вертикальные движения Памира, с одной стороны, и Южного Тянь-Шаня и Зоны сочленения — с другой, характеризуются значительно большей общностью по сравнению с неогеновыми, а начиная со среднего плейстоцена, полностью теряются индивидуальные особенности выявленных характеристик движений Южного Тянь-Шаня и Зоны сочленения (см. табл. 1 и 2). Следовательно, можно предположить, что интерференция двух типов глубинных процессов, определяющая особенности новейшей тектоники региона, проявилась в полной мере, начиная с раннего плейстоцена. Именно тогда произошло относительное выравнивание скоростей вертикальных движений основных тектонических зон, так как Южный Тянь-Шань испытал усиление поднятия, приобретя признаки внешнего вала альпийской геосинклинали. Одновременно, зона сочленения испытала относительное прогибание в качестве передового Предпамирского прогиба. И все эти события, осложняемые эрозионно-денудационными и седиментационными процессами и компенсирующими их изостатическими движениями, происходили на фоне общего поднятия территории, обусловленного процессом «неотектонической активизации», первопричины которого следует, видимо, искать на больших глубинах по сравнению с причинами, приводящими к эпигеосинклинальной орогении.

По нашему мнению, существуют два основных типа глубинных процессов, обуславливающих проявления высокой тектонической активности. Возможно, они связаны причинно, как это предполагается, например, «новой глобальной тектоникой». Один из них обусловлен поступлением из недр больших объемов материала пониженной плотности. Проявления его, по-видимому, никак не обусловлены геологической предысторией расположенной выше земной коры. На платформах этот процесс вызывают «эпиplatformенную орогению», но он может развиваться и в районах альпийских геосинклинальных зон, интерферируя со специфическими процессами геосинклинального развития, как это имеет место на Памире и, вероятно, в некоторых других регионах. В океанических условиях этот процесс обуславливает, видимо, возникновение срединных океанических поднятий. Таким образом, «неотектоническая активизация» — понятие недостаточно конкретное, а термин «эпиplatformенный орогенез» определяет лишь частный случай проявления этого глубинного процесса, для определения которого необходима специальная терминология, отсутствующая в настоящее время.

Литература

- Алексеев А. С., Лаврентьев М. М., Мухометов Р. Г., Нерсесов И. Л., Романов В. Г.* Численный метод определения структуры верхней мантии Земли. В кн.: Математические проблемы геофизики, вып. 2. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Артемьев М. Е.* Некоторые вопросы геологического истолкования изостатических аномалий силы тяжести. М., «Наука», 1966.
- Артемьев М. Е.* О связи нарушений изостатического равновесия с сейсмичностью.— В кн.: Экспериментальная сейсмология. М., «Наука», 1971.
- Артемьев М. Е.* Изостазия территории СССР. М., «Наука», 1975.
- Артемьев М. Е.* Кайнозойские тектонические движения и нарушения изостазии — Геотектоника, 1979, № 3.
- Артемьев М. Е., Кабанов Ю. Ф., Юнаковская Ю. В.* Опыт геологической интерпретации изостатических аномалий силы тяжести в области палеозоид Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 10.
- Артемьев М. Е., Балавадзе Б. К.* Изостазии Кавказа.— Геотектоника, 1973, № 6.
- Артемьев М. Е., Досымов А.* Изостазия Средней Азии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 11.
- Артемьев М. Е., Дубровский В. А.* О связи упругих напряжений в литосфере с нарушениями изостазии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 10.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Белоусов Т. П.* Тектонические движения Памира в плейстоцене — голоцене и сейсмичность. М., «Наука», 1976.
- Бугаевский Г. Н.* Сейсмологические исследования неоднородностей мантии Земли. Киев, «Наукова думка», 1978.
- Винник Л. П.* Исследования мантии Земли сейсмическими методами. М., «Наука», 1976.
- Крестников В. Н.* История развития, структуры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 3.
- Крестников В. Н.* История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Крестников В. Н., Нерсесов И. Л.* Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича.— Сов. геология, 1962, № 11.
- Крестников В. Н., Штанге Д. В.* О зоне Памиро-Гималайского глубинного разлома. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 7.
- Крестников В. Н., Белоусов Т. П., Ермилин В. И., Чигарев Н. В., Штанге Д. В.* Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня, М., «Наука», 1979.
- Лоскутов В. В.* О скорости новейшего поднятия Памира.— В сб.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1969.
- Макаров В. И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М., «Наука», 1977.
- Нерсесов И. Л., Артемьев М. Е., Досымов А.* Выделение плотностных неоднородностей высокогорных районов Средней Азии по данным гравиметрии и сейсмологии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 5.
- Николаев Н. И.* Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Певнев А. К., Гусева Т. В., Одинов Н. Н., Сапрыкин Г. В.* Закономерности деформации земной коры на стыке Памира и Тянь-Шаня.— В сб.: Современные движения земной коры, Братислава, 1977.
- Синицин Н. М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ, 1960.
- Широкова Е. И.* О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Средней Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 6.
- Широкова Е. И.* Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 11.

УДК 551.241 (4)

В. Б. СОЛЛОГУБ, А. В. ЧЕКУНОВ

**СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ОСНОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ**

Дан синтез материалов ГСЗ о толщине земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. Составлена соответствующая схема изоглубин раздела Мохоровичича (М). При общем сильно дифференцированном «мозаично-клавишном» строении этой границы выделяется несколько крупных сегментов с «толстой» и относительно «тонкой» корой, разделенных зонами глубинных разломов — линеаментов. Установлено существование «трансегментных» утолщений коры, являющихся реликтами геотектонических обстановок прошлого. Корреляция между структурными формами, образуемыми в основании земной коры разноглубинными и разноориентированными границами М и приповерхностными геологическими структурами различного возраста и простираения, открывает возможность соответствующей стратификации каждой из указанных границ. Использование этой возможности представляет дополнительный глубинный критерий, который в ряде районов вообще может быть определяющим. На основе коррелятивной связи между приповерхностными и глубинными структурами проведена датировка раздела М всей Центральной и Юго-Восточной Европы. Приведены примеры использования глубинного критерия при геотектонических интерпретациях.

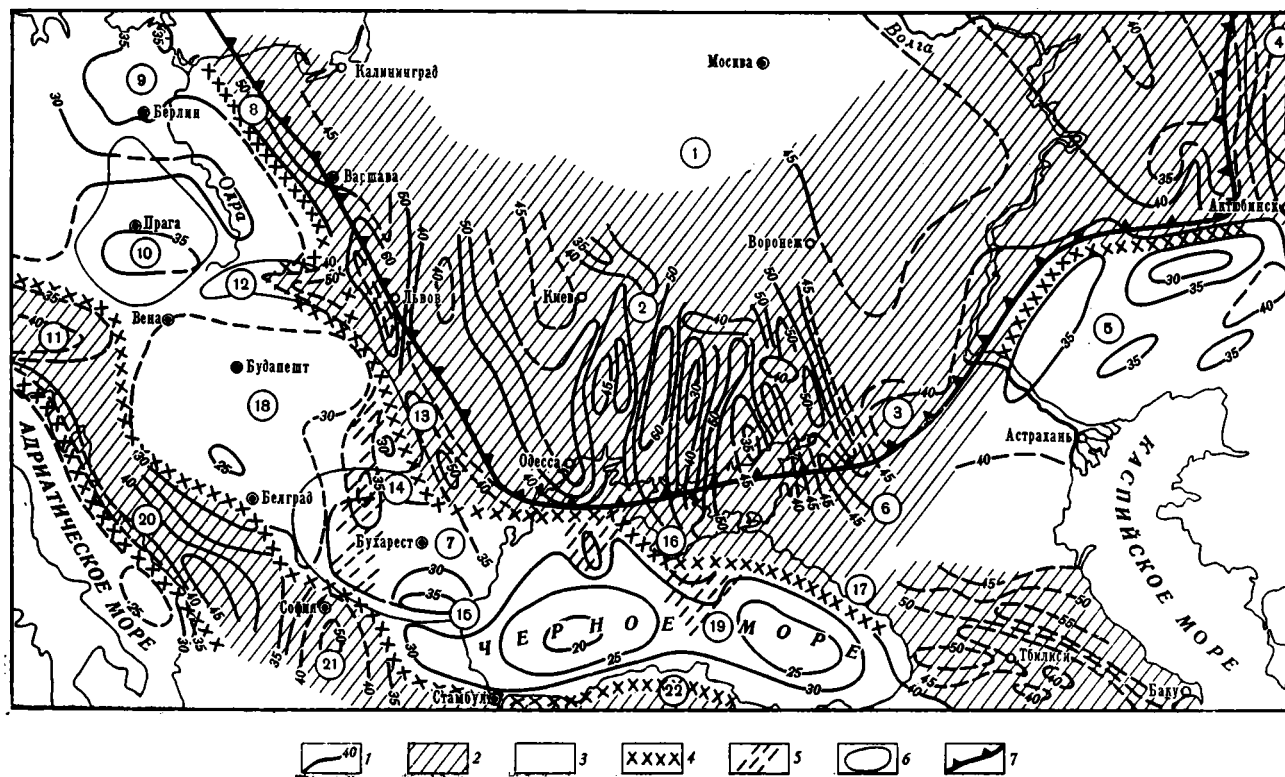
В последние годы в европейских социалистических странах, прежде всего в СССР, в результате выполнения национальных и международных координируемых программ получено много новых данных о глубинном строении земной коры и верхней мантии (Строение земной коры..., 1971, 1977, 1978; Die Struktur der Erdkruste..., 1972; The Crustal Structure..., 1972, и др.). В настоящей статье предпринята попытка синтезировать материал о толщине коры и возрасте ее основания для всей исследованной территории, в целом большой и геологически очень разнообразной.

Толщина, или мощность земной коры, — один из наиболее характерных ее параметров, определяемых глубиной до раздела М. При глубинных сейсмических исследованиях она устанавливается достаточно надежно независимо от класса используемых волн. Данные о структуре раздела М в пределах рассматриваемой территории свидетельствуют об очень сложном глубинном строении коры, сильно дифференцированным и расчлененном рельефе раздела М. На фоне этой пестрой «мозаично-клавишной» структуры основания коры просматриваются некоторые общие закономерности.

Это прежде всего различия в общей мощности коры, позволяющие разделить территорию Центральной и Юго-Восточной Европы на крупные по площади сегменты с «толстой» (40 км и более) и относительно «тонкой» (до 40 км) корой (рис. 1). Первый сегмент с «толстой» корой охватывает почти всю древнюю Восточно-Европейскую платформу, Урал, Кавказ, большую часть Скифской плиты, Добруджу, Восточные и Западные Карпаты, Предкарпатский прогиб и зону Датско-Польской борозды, приуроченную к линии Торнквиста — Тейссейра.

Юго-восточнее Восточно-Европейской платформы, в области Прикаспийского прогиба, выделяется участок с «тонкой», «безграничной»

Рис. 1. Районирование Центральной и Юго-Восточной Европы по толщине земной коры



1 — линии изоглубин (в км) раздела М, 2 — сегменты с «толстой» (40 км и более) корой, 3 — сегменты с относительно «тонкой» (до 40 км) корой, 4 — разделяющие их линейменты, 5 — «трансегментные» утолщения коры, 6 — контуры геологических структур, 7 — граница Восточно - Европейской платформы. Цифры в кружках — структуры: 1 — Восточно-Европейская платформа, 2 — Днепровско - Донецкая впадина, 3 — Донбасс, 4 — Урал, 5 — Прикаспийская впадина, 6 — Скифская плита, 7 — Мизийская плита, 8 — Датско-Польская борозда, 9 — Северо-Германская впадина, 10 — Чешский массив, 11 — Альпы; Карпаты; 12 — Западные, 13 — Восточные, 14 — Южные, 15 — Стара-Планина, 16 — Крым, 17 — Большой Кавказ, 18 — Венгерские впадины, 19 — Черноморская впадина, 20 — Динариды, 21 — Родопский массив, 22 — Анатолия

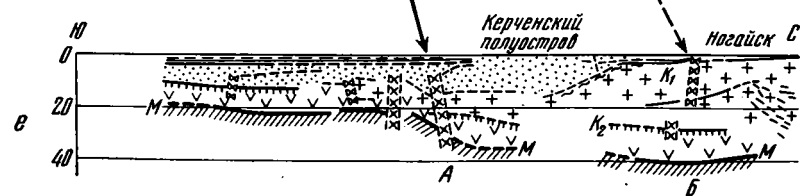
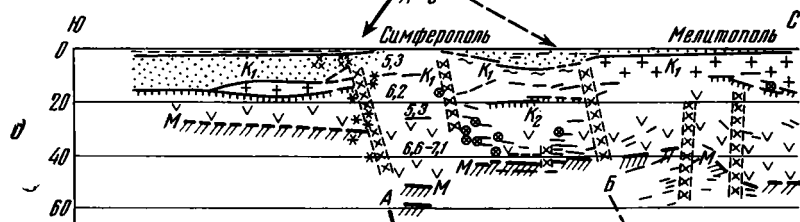
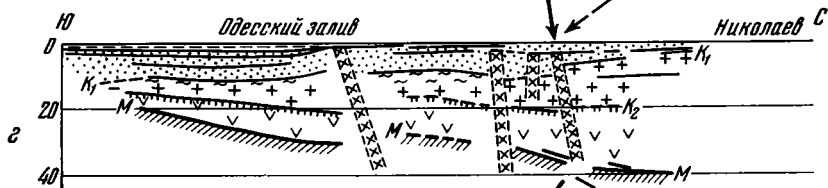
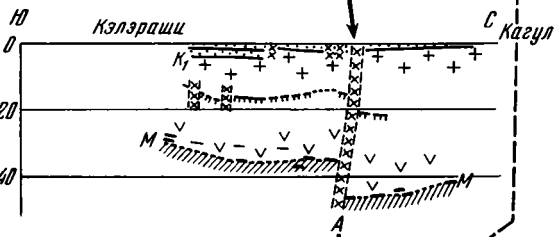
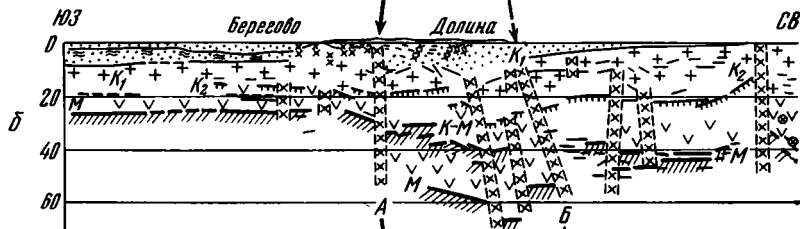
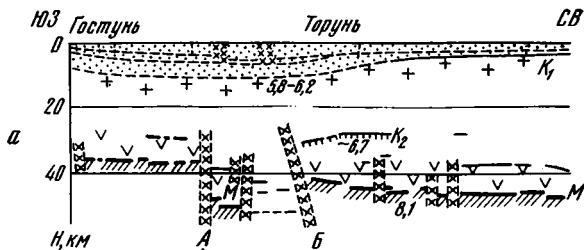
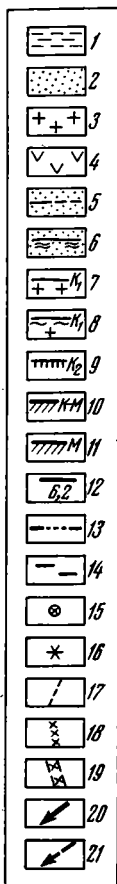
корой. Такие глубинные характеристики не позволяют включать его в состав древней платформы, как это делают многие исследователи. Изменение толщины коры и редуцирование «гранитного» слоя имели здесь место, по-видимому, во время наиболее активного опускания участка, т. е. в рифее — палеозое. «Базификация» коры, вероятно, распространилась отсюда и на соседние районы, с чем, надо полагать, связано, в частности, появление высоких скоростей (6,8 км/сек) в фундаменте юго-восточной погребенной части Донбасса.

Южнее и юго-западнее Восточно-Европейского сегмента располагается Среднеевропейско-Черноморский сегмент с относительно «тонкой» корой, включающий Северо-Германскую впадину, область палеозойской консолидации Центральной Европы, Венский бассейн, Баконьские горы, Малую и Большую Венгерские впадины, горы Апусени, Трансильванскую впадину, Южные Карпаты, Мизийскую плиту, большую часть Балкан и Черноморскую впадину. На северо-западе сегмент продолжается в Западную Европу, имеющую тонкую кору, на юго-востоке, по-видимому, заканчивается у восточного побережья Черного моря. Мощность коры в сегменте не превышает 30—35 км.

Граница между Восточно-Европейским сегментом с «толстой» и Среднеевропейско-Черноморским сегментом с относительно «тонкой» земной корой проходит по глубинным разломам, образующим в совокупности Одер-Кавказский линеамент. Линеамент трассируется от устья р. Одер на Познань, Берегово, Брашов, Браилу (на Дунае), южнее Тарханкутского полуострова, Крыма и Большого Кавказа. Он ограничивает с запада зону утолщенной коры под Датско-Польской бороздой, юго-восточнее проходит через участок сочленения Западных и Восточных Карпат, в Закарпатье совпадает с Перипьенинским линеаментом, далее идет через Трансильванскую впадину, в районе Вранча пересекает участок сочленения Восточных и Южных Карпат, в Добрудже отделяет ее южную байкальскую часть от северной, консолидировавшейся в более позднее время. На всем этом отрезке рассматриваемый линеамент тянется параллельно краю Восточно-Европейской платформы, отстоя от него на удалении около 100 км. Восточнее линеамент приобретает широкое простираие. Под северо-западным шельфом Черного моря, южнее Одессы, он совпадает с границей древней платформы, затем вновь отделяется от нее, смыкаясь с северным бортом Черноморской впадины, отделяющим ее от складчатых сооружений Крыма и Большого Кавказа.

Изменения структуры коры в зоне линеамента иллюстрируются рис. 2. Разрезы на монтаже пересекают зону вкрест ее простираия и расположены в последовательности, отвечающей движению вдоль линеамента с северо-запада на юго-восток. На первом, втором, третьем и пятом разрезах линеамент выражен очень контрастно, на четвертом и шестом — при столь же большом изменении глубин до раздела М оно рассредоточено в довольно широкой зоне. Это явление связано с влиянием на земную кору Северного Причерноморья процессов, развивавшихся главным образом в кайнозое под Черноморской впадиной. Изменения мощности и структуры земной коры в зоне Одер-Кавказского линеамента, отмеченные на приведенной совокупности разрезов, характерны и для других зон сочленения сегментов с «толстой» и «тонкой» корой, рассматриваемых ниже.

Линеамент, ограничивающий Среднеевропейско-Черноморский сегмент с относительно «тонкой» корой с юго-запада и юга, начинается в районе Восточных Альп, проходит по контакту Внешних и Внутренних Динарид, огибает с севера Родопский массив и далее прослеживается по южному краю Черноморской впадины, отделяющему от складчатых структур Анатолии. За этим линеаментом располагается следующий Альпийско-Анатолийский сегмент с «толстой» корой, включающий Аль-



пы, Динариды, Родопский массив и горные сооружения Турции, за ним намечается Адриатический сегмент с «тонкой» корой.

Внутри выделенных основных сегментов кора также имеет сложное строение и переменную мощность. Эти изменения, однако, не хаотичны, а упорядочены, и в целом при несомненной коррелятивной связи между приповерхностными и глубинными структурами, подчиняются следующей закономерности: под горными сооружениями и тектонически приподнятыми участками кора, как правило, утолщена, под прогибами, за единичными специфическими исключениями (Предкарпатский прогиб), — утонена. Связь между приповерхностными и глубинными структурами проявляется как в отмеченных особенностях изменения мощности коры, так и в совпадении простираний. При этом обнаруживается, что на участках, неоднократно претерпевших перестройки тектонического плана, простирания глубинных структур, выраженных в разделе М, имеют обычно сложный «интерференционный» вид, в той или иной мере отражающий влияние каждого плана. Оно неодинаково для различных тектонических циклов и по-разному проявилось на разных участках. Отмеченная особенность открывает возможность путем сопоставления с приповерхностными геологическими структурами датировать тот или иной структурный план раздела М. Рассмотрим некоторые характерные случаи, в которых реализация этой возможности очевидна.

На Украинском щите было установлено, что субмеридиональные утолщения земной коры располагаются под развитыми на поверхности раннепротерозойскими геосинклинальными зонами, а участки с нормальной и относительно утоненной корой — под соответствующими протоплатформенными и срединными массивами. Поскольку щит после замыкания этих геосинклинальных зон и общей гранитизации с середины протерозоя стабилизировался и не испытывал более принципиальных перестроек и преобразований, мы вправе считать, что упомянутые утолщения коры возникли одновременно с завершением движений в раннепротерозойских геосинклиналях. Севернее Украинского щита располагается Днепровско-Донецкий авлакоген, имеющий северо-западное простирание. Он образовался в рифее — палеозое, когда заложился и сформировался глубокий «телескопированный» грабен, перекрытый затем широкой и пологой впадиной. Субмеридиональные утолщения коры Украинского щита, датированные ранним протерозоем, прослеживаются под грабеном, они продолжают на север и соединяются с соответствующими структурами Воронежского массива. В то же время под грабеном отчетливо вырисовывается северо-западная ориентировка изолиний глубин раздела М, наложенная на субмеридиональный план (рис. 3). В местах пересечения этих двух планов раздел М «раздваивается», в разрезе прослеживаются две границы М, нижняя из которых

Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы земной коры через Одер-Кавказский линеймент (отношение масштабов на разрезах 1:2): а — на территории Польши, б — в районе Восточных Карпат, в — в Добрудже, г — в районе северо-западного шельфа Черного моря, д — в Крыму, е — в районе Керченского полуострова. 1—4 — основные комплексы земной коры: 1 — водный слой (Черное море), 2 — осадочный слой, 3 — верхняя «гранитная» часть консолидированной коры, 4 — ее нижняя «базальтовая» часть; 5—11 — основные сейсмические границы: 5 — в осадочном слое, 6 — поверхность нижнего структурного этажа в осадочном слое Венгерской впадины, 7 — поверхность фундамента, 8 — поверхность молодого складчато-метаморфизованного фундамента Скифской плиты, 9 — граница, условно разделяющая верхнюю и нижнюю части консолидированной коры, 10 — поверхность «коро-мантийной смеси» в основании земной коры Восточных Карпат, 11 — поверхность мантии (раздел М); 12 — значения граничных и пластовых скоростей (в км/сек), 13 — интерполяция между сейсмическими горизонтами, 14 — отдельные сейсмические площадки, 15 — точные дифракции, 16 — очаги землетрясений, 17—19 — разломы: 17 — в осадочном чехле по геологическим данным, 18 — по сейсмическим данным, 19 — глубинные и другие крупные разломы в консолидированной коре по сейсмическим данным, 20 — трассировка через разрезы Одер-Кавказского линеймента, 21 — то же — границы древней Восточно-Европейской платформы

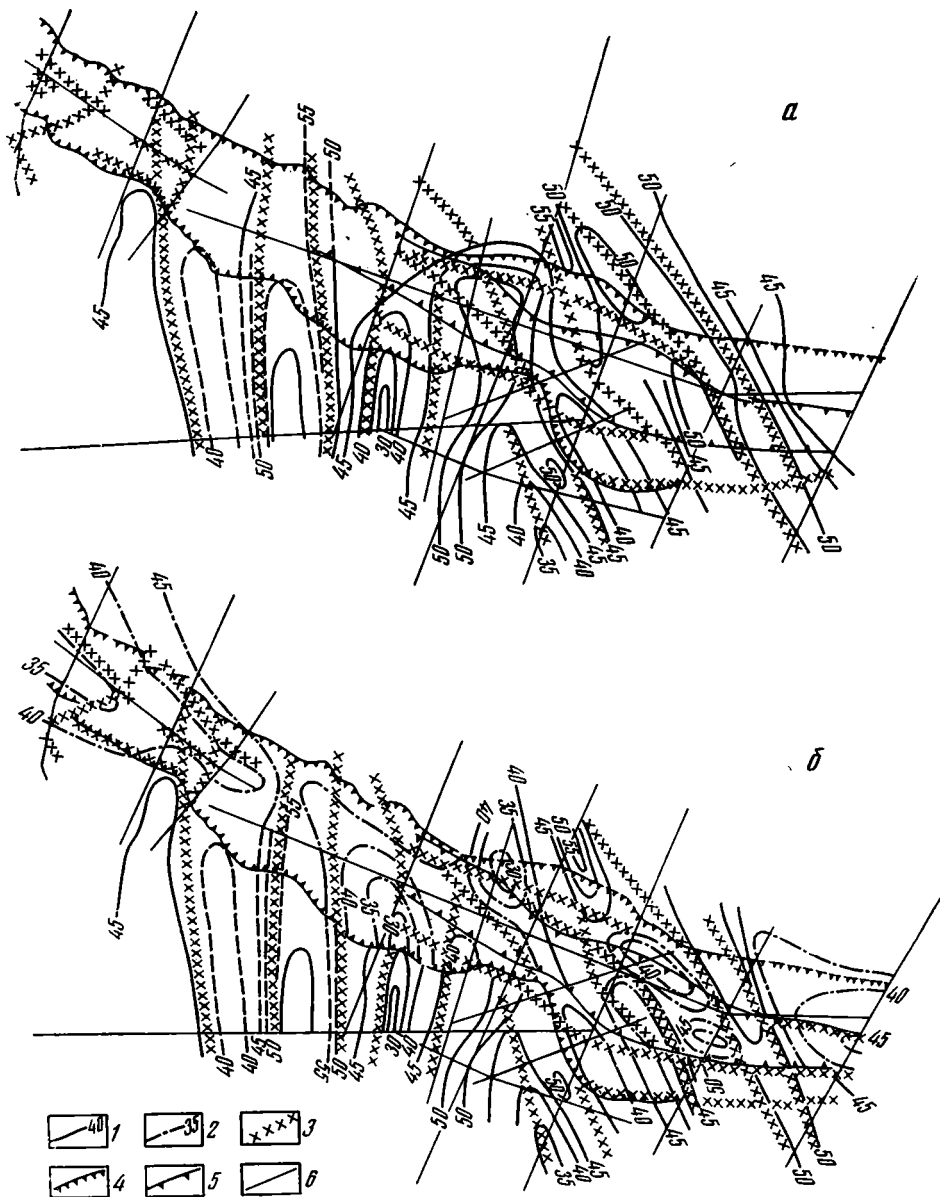


Рис. 3. Структурные схемы разновозрастных разделов М в районе Днепровско-Донецкого авлакогена: а — раннепротерозойского, б — байкальско-герцинского

Линии изоглубин (в км): 1 — раннепротерозойского раздела М, 2 — байкальско-герцинского раздела М, 3 — разломы, 4 — краевые разломы Днепровско-Донецкого авлакогена, 5 — разломы, ограничивающие осевой рифейско-нижнепалеозойский (?) грабен внутри авлакогена, 6 — профили ГСЗ

коррелируется с разделом М Украинского щита, верхняя с разделом М северо-западного плана. Учитывая особенности геологического развития Днепровско-Донецкого авлакогена, мы можем датировать верхний раздел М как байкальско-герцинский.

В районе сочленения Восточных Карпат с Восточно-Европейской платформой прослежено три близких по упругим свойствам горизонта М, наименее глубокий из которых имеет пониженные по сравнению с

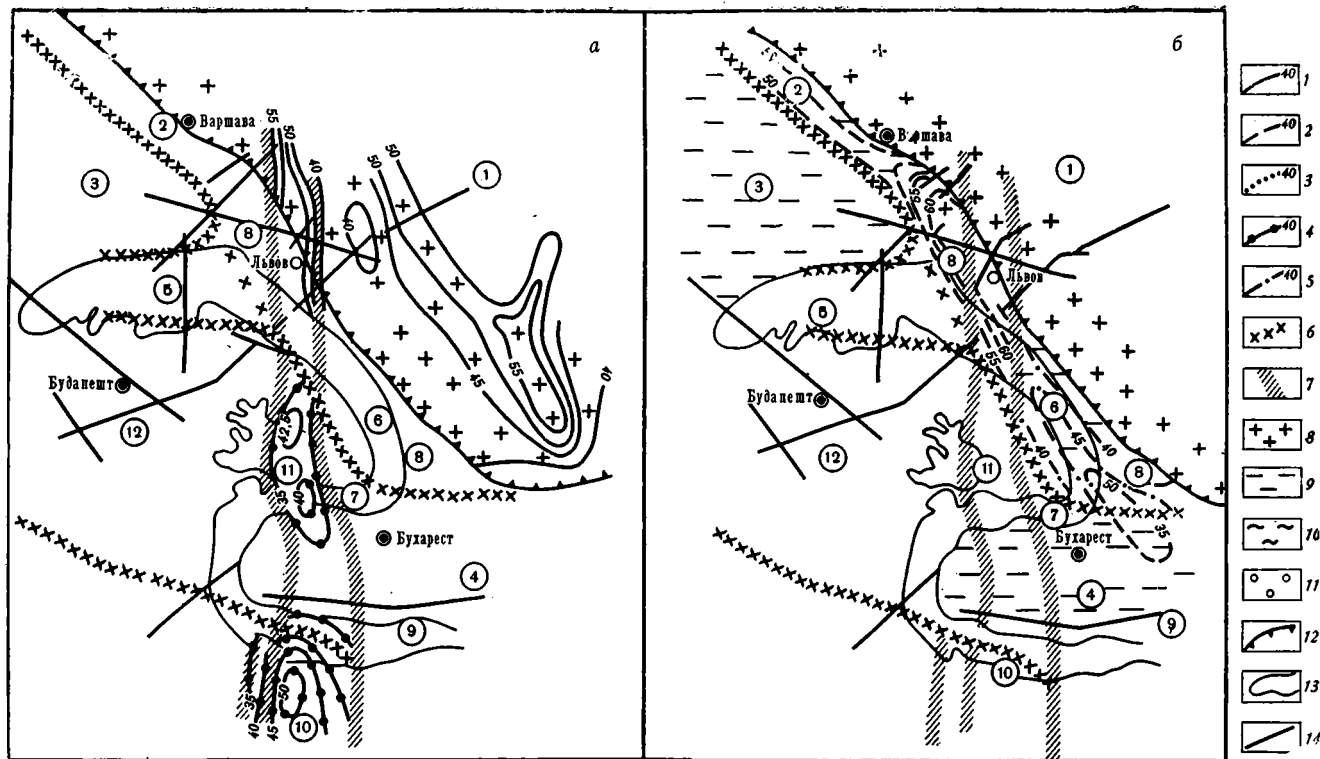


Рис. 4 (а, б)

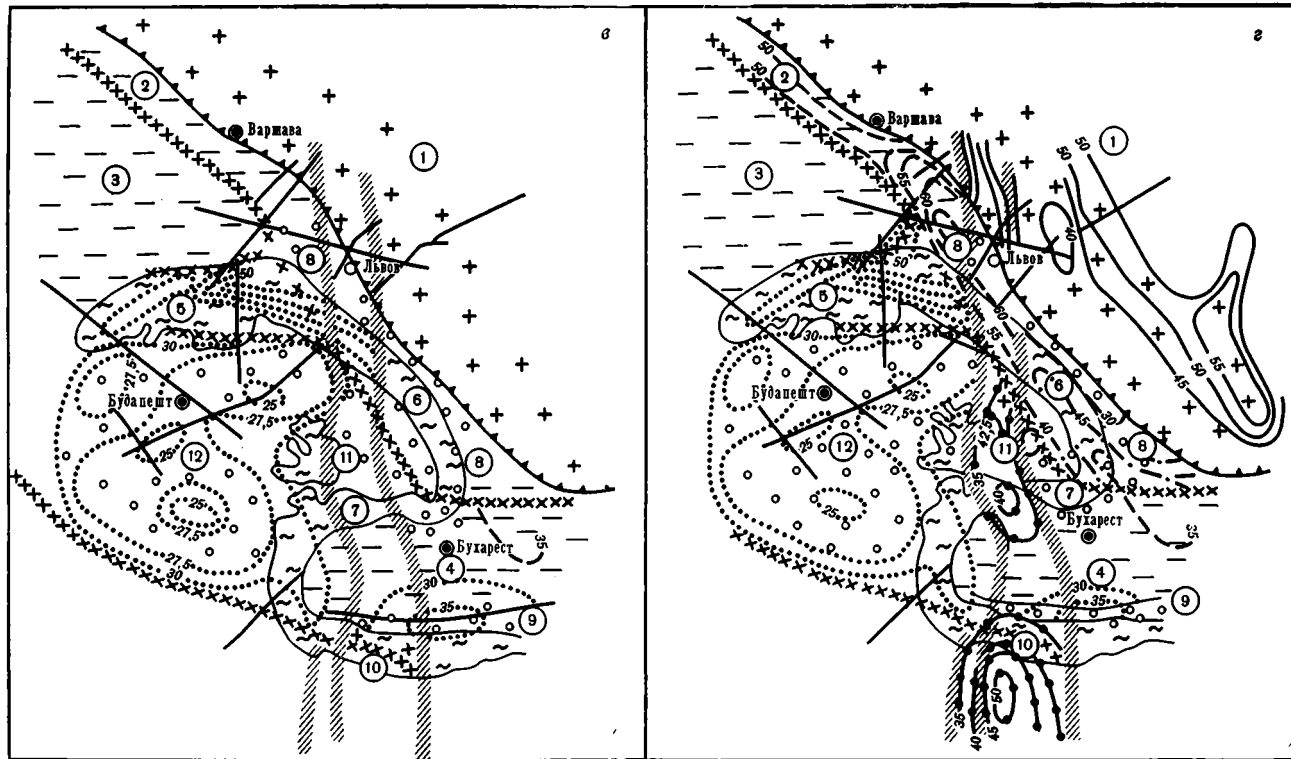


Рис. 4 (а, б)

обычными скоростями. По всем этим горизонтам построены структурные схемы (рис. 4). Наиболее погруженный раздел М с максимальными глубинами залегания до 60—65 км образует прогиб субмеридионального простирания, уходящий от края древней платформы на север вдоль Радеховского разлома на соединение с близдолготными нижнепротерозойскими структурами Белорусского массива. Средний по глубине (до 55—60 км) раздел М также образует прогиб, однако простирание его северо-северо-западное, согласно направлению байкалид Предкарпатья. Наименее глубокий (40—45 км) раздел М располагается под Карпатами, под их внешней Скибовой зоной, и Предкарпатским прогибом, образуемая им структура вытянута уже в северо-западном направлении, полностью соответствующем ориентировке карпатских структур. Итак, прогибы по разноглубинным разделам М смещены относительно друг друга в плане и имеют неодинаковые простирания. В то же время расположение и вытянутость каждого из них соответствуют расположению и ориентировке геологически установленных в приповерхностных частях земной коры нижнепротерозойских, байкальско-герцинских и альпийских структур. Это обстоятельство позволяет датировать каждый из упомянутых разделов М, считая, что нижний образовался в раннем протерозое, средний — в рифее — палеозое, верхний — в мезозое — кайнозое.

Раннепротерозойское субмеридиональное утолщение коры начинается на Восточно-Европейской платформе, здесь оно хорошо выражено (амплитуда прогиба раздела М 10—15 км). Южнее, в районе Рахова, оно под острым углом пересекает Карпаты и, покинув Восточно-Европейский сегмент с «толстой» корой, уходит во внутренние области Тетиса, трассируясь еще через два сегмента — Среднеевропейско-Черноморский с «тонкой» и Альпийско-Анатолийский с «толстой» корой. Здесь по сравнению с древней платформой выраженность утолщения резко ослабевает, по существу оно следится лишь отдельными фрагментами с амплитудой прогиба раздела М относительно соседних участков не более 3—5 км. Эти фрагменты прослежены в районе гор Апусени, Южных Карпат и Родопского массива. Нивелировка утолщения к югу от Восточно-Европейской платформы связана, надо полагать, с переработкой древней коры (местами вплоть до полного уничтожения) в областях активных деформаций Средиземноморского складчатого пояса.

Байкальско-герцинское утолщение шириной около 100 км уходит от района Львова на северо-запад, следуя под Датско-Польской бороздой вдоль западного края Восточно-Европейской платформы (линия Торнквиста — Тейссейра). Земная кора под этой внутриплатформенной подвижной зоной утолщена до 50 км, ее строение усложнено, в разрезе коры появляется горизонт со скоростью 7,6 км/сек. Подобные особенности структуры коры позволяют рассматривать эту зону как шовный авлаген или континентальный палеорифт, тектоническая позиция которого

Рис. 4. Структурные схемы разновозрастных разделов М в районе Карпат: а — раннепротерозойского, б — байкальско-герцинского, в — альпийского, г — суммарная схема Линии изоглубин (в км) раздела М: 1 — раннепротерозойского, 2 — байкальско-герцинского, 3 — альпийского, 4 — раннепротерозойского, переработанного в альпийском этапе, 5 — байкальско-герцинского, переработанного в альпийском этапе, 6 — границы между сегментами с «толстой» (40 км и более) и относительно «тонкой» (менее 40 км) корой, 7 — глубинные разломы, 8 — область дорифейской консолидации, 9 — области байкальско-герцинской консолидации, 10 — область активных альпийских деформаций, 11 — области интенсивных альпийских опусканий, 12 — граница Восточно-Европейской платформы, 13 — контуры геологических структур, 14 — профили ГСЗ. Цифры в кружках — структуры: 1 — Восточно-Европейская платформа, 2 — Датско-Польская борозда, 3 — молодая эпипалеозойская платформа Польши, 4 — Мизийская плита; Карпаты: 5 — Западные, 6 — Восточные, 7 — Южные; 8 — Предкарпатский прогиб, 9 — мегантиклинорий Стара-Планина, 10 — Родопский массив, 11 — горы Апусени, 12 — Венгерская впадина (Паннонский срединный массив)

у края древней платформы аналогична позиции современного Байкальского рифта. Датско-Польское утолщение коры трассируется на северо-запад до побережья Балтийского моря и на юго-восток, где уходит под структуры Карпат и Предкарпатья, продолжаясь, по-видимому, до района Вранча — Добруджи.

Мезозойско-кайнозойское, альпийское утолщение коры к западу от Восточных Карпат приобретает широтное простираие и следует строго под внешней флишевой частью Западных Карпат, где глубины до раздела М составляют около 50 км. В районе сочленения Карпат с Восточно-Европейской платформой, таким образом, пересекаются, накладываются друг на друга три разновозрастных структурных плана основания коры: раннепротерозойский, байкальско-герцинский и альпийский. Именно в этом «узле», к югу и западу от г. Львова, толщина коры максимальна — 60—65 км, под Западными и южной частью Восточных Карпат она не превышает 45—50 км.

Подобные «узлы» выделяются и в других районах Юго-Восточной Европы (рис. 5). Под Крымом, например, пересекаются два плана — раннепротерозойский и альпийский, это обуславливает здесь сложную мозаичную структуру основания коры. С севера, от Украинского щита, к Горному Крыму тянутся два древних субмеридиональных «корня» — Криворожско-Крупецкой и Орехово-Павлоградский, Крымский ороген как бы «насажен» на них. Западная его часть с толщиной коры до 50—55 км расположена над первым «корнем», второй трассируется к району Феодосии. На фоне этих близдолготных утолщений отчетливо просматриваются субширотные линии и овалы изолиний глубин раздела М, согласные с положением и простираием Крымских гор. Очевидно, соответствующие структуры основания коры возникали одновременно и во взаимосвязи с формированием орогена. К югу от Крыма древние субмеридиональные «корни» «упираются» в Одер-Кавказский линеймент и южнее его, в пределах Черноморской впадины, почти не прослеживаются. Соответствующие им слабовыраженные остаточные утолщения коры имеют амплитуды не более 2—3 км. Кроме рассмотренных, «узлы» пересечения разновозрастных планов раздела М возможны также на Кавказе, куда с северо-северо-запада от Воронежского массива тянутся древние раннепротерозойские структуры.

Зоны линейментов, разделяющих сегменты с «толстой» и относительно «тонкой» корой, характеризуются сейсмической активностью, особенно она повышена в местах пересечения со «сквозными» утолщениями коры, переходящими из сегмента в сегмент. К таким местам, в частности, относятся Крым, район Вранча, Закарпатье и др.

В целом возможность датировать и выделять в основании земной коры разновозрастные структурные планы предоставляет исследователям дополнительный инструмент для реконструкции тектонических обстановок прошлого. Это особенно существенно при изучении геологического строения и районировании областей многократных тектонических деформаций и перестроек, тем более, если они охвачены активными молодыми движениями. Использование в таких областях только приповерхностных геологических данных часто приводит к искаженным представлениям о тектоническом плане даже последнего геосинклинального цикла, поскольку отражает не столько этот план, сколько особенности распределения по площади орогенных движений заключительной стадии цикла. Еще хуже обстоит дело с реконструкцией древних структур, переработанных, видоизмененных, представленных отдельными денудированными на разных срезах фрагментами, вообще уничтоженных или, наоборот, глубоко погребенных. В подобной ситуации использование глубинных признаков, т. е. выявляемых сейсмикой данных о глубоких «корневых» частях древних структур, также подвергающихся со временем видоизменениям, но все же в большинстве случаев сохраняющихся

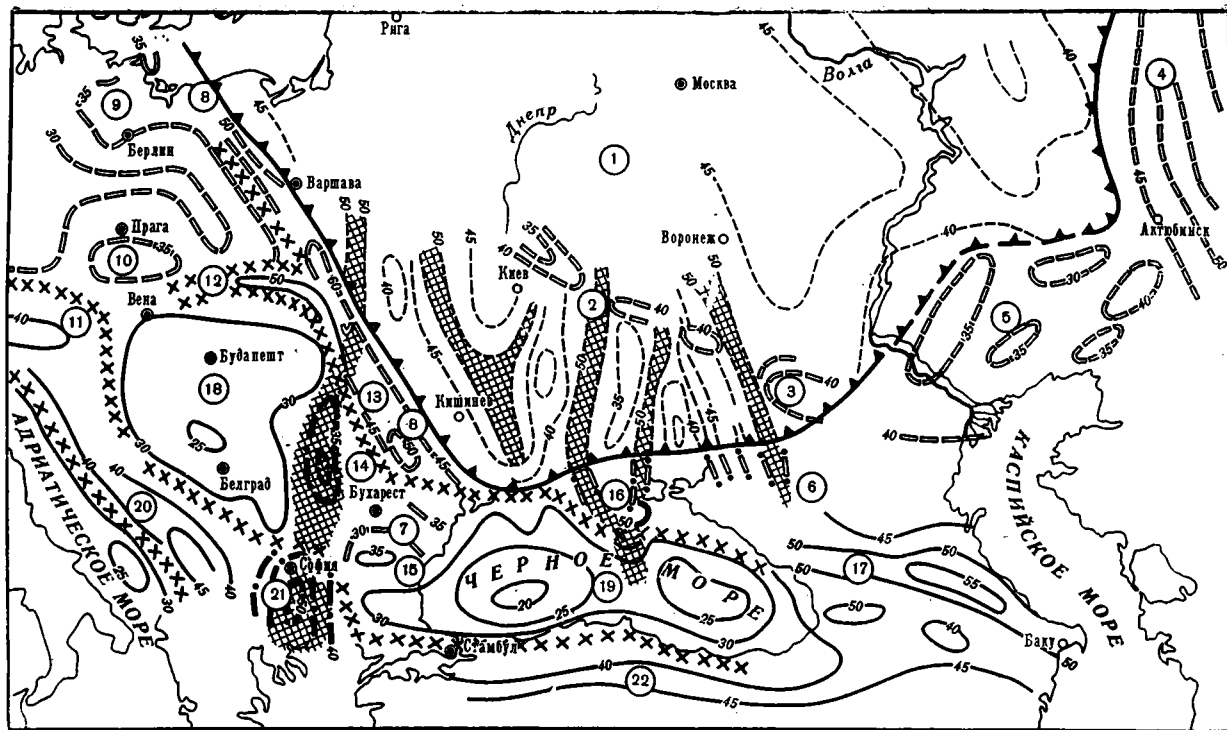
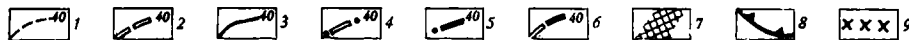


Рис. 5. Районирование Центральной и Юго-Восточной Европы по возрасту основания земной коры

Линии изоглубин (в км) раздела М: 1 — раннепротерозойского, 2 — байкальско-герцинского, 3 — альпийского, 4 — раннепротерозойского, переработанного в байкальско-герцинские этапы, 5 — раннепротерозойского, переработанного в альпийском этапе, 7 — утолщения коры раннепротерозойского возраста и их переработанные «трансегментные» продолжения в Тетисе, 8 — граница Восточно-Европейской платформы, 9 — границы (линеаменты) между сегментами с «толстой» (40 км и более) и относительно «тонкой» (менее 40 км) корой. Цифры в кружках — структуры, те же, что на рис. 1



в разрезе литосферы, может служить существенным дополнительным подспорьем исследования или вообще быть определяющим.

На основе выработанных критериев составлена схема районирования земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы по возрасту ее основания — раздела М (см. рис. 5). Под Восточно-Европейской платформой эта граница имеет древний дорифейский возраст, хорошо выделяются раннепротерозойские субмеридиональные утолщения коры. Под Тиманом, Печорской синеклизой, Уралом, Прикаспийской впадиной, валом Карпинского, Донбассом, Днепровско-Донецкой впадиной, Скифской и Мизийской плитами, Добруджей, Датско-Польской бороздой, герцинидами Центральной Европы, Чешским массивом и Северо-Германской впадиной возраст раздела М байкальско-герцинский. В более южных районах Средиземноморского складчатого пояса под Альпами, Карпатами, Динаридами, Кавказом, Анатолией, Венгерскими впадинами, Адриатическим и Черным морями, Южным Каспием основание коры молодое, альпийское. На участках пересечения разновременных структурных планов раздела М датировки усложняются.

Обращают на себя внимание «сквозные», «трансsegmentные» зоны утолщенной коры (Радеховско-Родопская и Криворожско-Крымская), начинающиеся на древней Восточно-Европейской платформе, где они рельефно выражены, и уходящие в глубь Средиземноморского складчатого пояса, где их проявления слабы и фрагментарны. Само наличие этих зон говорит о том, что древняя и весьма мощная дорифейская континентальная кора ранее была широко развита в Тетисе и вместе с «впадинами» в нее раннепротерозойскими субмеридиональными структурами криворожского типа распространялась далеко на юг за пределы нынешнего края Восточно-Европейской платформы. Ослабление этих утолщенных зон в Средне-Европейско-Черноморском сегменте с «тонкой» корой свидетельствует о недавних мощных процессах преобразования, приведших к резкому (в среднем в 2 раза) сокращению толщины коры и местами (Черное море) полному уничтожению ее «гранитной» части. Показательно, что в следующем Альпийско-Анатолийском сегменте с «толстой» корой Радеховско-Родопское близдолготное утолщение коры вновь приобретает выразительность. Прохождение «сквозных» «трансsegmentных» зон через различные, в том числе чрезвычайно сильно переработанные области, и проявление их, начиная с раннего протерозоя, в течение очень длительного времени указывает на особо большую глубину и живучесть этих зон, что в свою очередь создает дополнительные затруднения для чрезмерных мобилистских построений.

Глубинная структура коры, возникшая к тому или иному моменту геологической истории, оказывала влияние на тектоническую зональность последующих этапов развития и особенности возникающих в верхних этажах коры более молодых деформаций. Это можно наблюдать во многих регионах — Днепровско-Донецкой впадине, Карпатах, Крыму, на Кавказе и т. д. Иногда данные о глубинном строении коры позволяют более правильно понять природу приповерхностных геологических структур, ранее не совсем ясную, или дать им иную трактовку. Данные по нескольким профилям ГСЗ, пересекающим Карпаты, Динариды и Паннонию, довольно неожиданно показали, например, что под горными сооружениями Внутренних Карпат (Татры, Гемерские горы и др.) и Внутренних Динарид земная кора имеет малую мощность, такую же, как погребенный Паннонский срединный массив. Ясно обозначилась тектоническая общность этих горных сооружений именно со срединным массивом, а не с Внешними флишевыми зонами Карпат и Динарид. Орогенез, охвативший флишевые зоны, обломал края опускавшегося Паннонского массива и приподнял их в горных массивах Внутренних Карпат и Динарид. В «одной упряжке», таким образом, оказались тектонически чужеродные комплексы флишевой миогеосинклинали и гете-

рогенного складчато-метаморфизованного субстрата. Массивы Внутренних Карпат и Динарид — составные элементы соответствующих орогенов — в тектоническом смысле являются частями Паннонского среднего массива.

Под Южными Карпатами в отличие от других районов Карпатской дуги нет утолщения земной коры. Здесь же почти нет флишевых отложений. В сочетании эти факты позволяют рассматривать Паннонский массив, кристаллические комплексы Южных Карпат и основание Мизийской плиты как части тектонически единого целого, раздробленного орогенезом. Можно продолжить перечисление подобных примеров, иллюстрирующих значение данных о глубинном строении земной коры для геотектонических интерпретаций. Исследования в этом направлении, несомненно, принесут еще много новых интересных результатов.

Литература

- Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев, «Наукова думка», 1978.
- Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы (по данным взрывной сейсмологии). Киев, «Наукова думка», 1971.
- Die Struktur der Erdkruste Mittel- und Südosteuropas nach Angaben der Tiefenseismik. Geod. Geoph. Veröff., R. III, H. 27, Berlin, 1972.
- The Crustal Structure of Central and Southeastern Europe based on the Results of Explosion Seismology. Geofiz. közl., Spec. edition, Budapest, 1972.

Институт геофизики
им. С. И. Субботина АН УССР,
Киев

Статья поступила
11 декабря 1978 г.

УДК 551.243(470.22)

Ю. И. СЫСТРА, Н. И. СКОРНЯКОВА

**КОНИЧЕСКИЕ СКЛАДКИ В ДРЕВНИХ СЛОЖНОСКЛАДЧАТЫХ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ**

Рассматриваются геометрические различия и общие закономерности образования цилиндрических и конических структур при наложенной складчатости. Дается характеристика конических складок в сложноскладчатых образованиях беломорской и тикшозерской серий Северной Карелии. Проведен анализ поведения ранних и соскладчатых линейных и плоскостных элементов в них. Приводятся данные о разрывных нарушениях в конических складках.

Многолетние специальные детальные структурные исследования, проведенные нами в Северной Карелии в породах беломорской серии архея и тикшозерской серии нижнего протерозоя, выявили их исключительно сложное внутреннее строение. Здесь широко распространены разномасштабные складчатые структуры различной формы и ориентировки, многочисленные наложенные структуры, образовавшиеся при повторных складчатых движениях. Большинство наложенных структур по своей морфологии могут быть отнесены к коническим складкам.

Конические складчатые формы долгое время оставались вне поля зрения отечественной тектонической литературы, как учебной и справочной, так и посвященной изложению результатов структурных исследований. Они не упоминаются в «Справочнике по тектонической терминологии» (1970) и в более позднем «Формы геологических тел» (1977). Вместе с тем в последние годы в связи с началом применения методов геометрического структурного анализа такие складки были установлены во многих районах развития сложноскладчатых комплексов (Лазарев, Кожевников, 1973; Флаасс, 1975), а все большее подтверждение того факта, что сложноскладчатое строение докембрийских комплексов есть следствие последовательного наложения и взаимодействия нескольких независимых систем складок, создает реальную основу для широкого площадного развития конических форм комплексных складок.

Конические складки могут образоваться как в результате одноактной деформации (например, ундулирующие линейные складки), так и в результате неоднократных тектонических движений. В настоящей работе рассматриваются только те структуры, которые закономерно образуются в ходе наложенной складчатости при цилиндрическом плане деформаций.

Складчатые структуры, образующиеся при наложении повторных тектонических деформаций на ранее существующие складки, обычно незамкнутые. Среди них выделяются две морфологические разновидности: конические складки, которые оконтуриваются коническими поверхностями, и цилиндрические структуры, оконтуривающие поверхности которых являются цилиндрическими. Коническая поверхность и, следовательно, коническая структура (Stockwell, 1950; Dahlstrom, 1954; Badgley, 1959; Казанов, 1976; Толковый словарь..., 1977, и др.) могут быть воспроизведены движением линии, проходящей через неподвижную точ-

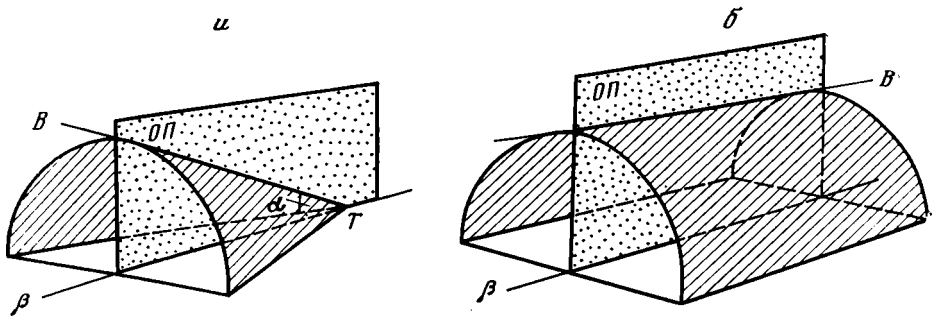


Рис. 1. Коническая (а) и цилиндрическая (б) круговые складки, сформированные при горизонтальной оси складчатости ОП—осевая плоскость; В — шарнир; β —ось складчатости. В конической структуре: α — угол между деформируемой поверхностью и β -осью; Т — неподвижная точка на β -оси (оси вращения)

ку (рис. 1, а). Цилиндрическая поверхность и цилиндрическая складка (Wegmann, 1929; Turner, Weiss, 1963; Donath, Parker, 1964; Толковый словарь..., 1977, и др.) могут быть воспроизведены поворотом линии вокруг параллельной ей оси вращения (рис. 1, б). По конфигурации поперечного сечения могут быть выделены круговые, эллиптические и сложной формы конические и цилиндрические складки. Наиболее простыми из них являются прямые круговые структуры, где расстояние от центральной оси (оси вращения) остается постоянным в пределах всего поперечного сечения (рис. 1). Среди конкретных складчатых структур довольно часто встречаются также эллиптические конические и цилиндрические складки, которые, как правило, образуются при сплющивании первоначально-круговых.

Центральная ось вращения в обоих типах структур имеет одинаковое значение и может быть определена как ось складчатости. Обычно она обозначается как β -ось (Лазарев, 1971). Геометрически β -ось может быть представлена как шарнир некоторой идеальной складки, образованной в условиях, когда кинематические оси (a_k - и b_k - и c_k -оси), т. е. оси плана движений, при деформации ориентированы совершенно однозначно по отношению к деформируемой поверхности (обозначается обычно как S-поверхность). В частности, b_k -ось и c_k -ось параллельны S, а a_k -ось нормальна к ней. Геометрические особенности такой складки, будет ли она цилиндрической или конической, зависят только от особенностей плана движений. В дальнейшем будем предполагать, что сама деформация неизменно является цилиндрической. Геометрические условия формирования наложенных цилиндрических и конических складчатых форм при таком плане движений определяются угловыми соотношениями между осью складчатости (β) и доскладчатыми, деформируемыми в ходе данной складчатости, поверхностями (S). Если β -ось расположена параллельно деформируемой плоскости, т. е. лежит в ней и значит угол между S и β -осью равен нулю, то образуются цилиндрические складки. Поперечный шарниру разрез в них одинаковый в пределах всей структуры. Шарнир и оси, которые в цилиндрических складках геометрически эквивалентны (Лазарев, 1971), параллельны и в кинематической β -оси складчатости (оси вращения).

В случае, когда β -ось не лежит в плоскости S, а располагается к ней под углом α , где $0^\circ < \alpha < 90^\circ$, образуются конические складки (Stockwell, 1950; Hama, 1961; Ross, 1962; Evans, 1963; Stanffer, 1964; Whitten, 1966; Флаасс, 1975, и др.). В этих структурах поперечный шарниру разрез не дает правильного представления о ее форме, поскольку является косым срезом конуса. В конических складках целесообразно составить разрез перпендикулярно β -оси, где отдельные сечения будут

подобны по форме, но отличаются радиусами кривизны. Соотношение длины и размаха крыльев конических структур зависит от величины угла α . Идеальные конические структуры формируются, когда α равняется 45° . Если угол α меньше 45° , то чем меньше этот угол, тем больше структуры будут приближаться к линейным цилиндрическим, а при угле больше 45° складчатость проявляется слабее. На конкретных примерах нами были установлены относительно плоские конические структуры, где α равняется $65-70^\circ$.

В неоднократно деформированных слоистых толщах, а также в гнейсовидных гранитоидах и рассланцованных основных — ультраосновных породах структуры второй и последующих генераций образуются при изменчивом залегании различных плоскостных элементов (слоистость, гнейсовидность, сланцеватость), поскольку сминаются уже более ранние складки. Среди наложенных структур конические складки весьма обычны (Dahlstrom, 1954; Badgley, 1959; Naman, 1961, и др.), а нередко они встречаются чаще, чем цилиндрические (Sutton, 1962). А. С. Флаасс (1975), например, установил, что среди складок двух последних генераций F_3 и F_4 в мамской кристаллической полосе до 50% разномасштабных структур имеют явные признаки конических. Если иметь в виду геометрию складок, то нельзя не согласиться с Г. Тишером (Tischer, 1963), что цилиндрические складки вообще могут рассматриваться как особый вид конических, т. е. случай конических структур, когда угол α равен 0° .

Выявление формы конкретных складчатых структур имеет большое практическое значение. Нередко полезные ископаемые, например промышленные пегматиты Западного Беломорья (Горлов, 1973; Сыстра, 1975₂), приурочены к определенному типу наложенных складок и их распространение определяется конфигурацией и размерами конкретных структур. В идеальных и относительно редких случаях коническая форма складок может быть установлена непосредственными наблюдениями. Если, например, выдержанный пласт имеет одинаковые углы падения и изменчивые азимуты простирания, то становится ясным, что данный пласт образует часть кругового конуса с субвертикальной β -осью. Кроме того, при некотором опыте коническая форма мелких складок может быть определена в обнажениях. Обычно же принадлежность структур к коническим или цилиндрическим может быть установлена только геометрическим анализом построений на стереосетке (Казаков, 1976).

Из вышеизложенного следует, что геометрия и строение цилиндрических и конических складок являются различными. Если протяженность цилиндрических структур может достигать значительных размеров, десятки и сотни раз превышающих их размах крыльев, в чем четко проявляется их линейное строение, то конические складки линейно-вытянутыми являются только при угле $\alpha < 30^\circ$.

Рассмотрим теперь эти различия на примере конкретных структур. На рис. 2 в виде блок-диаграммы изображена идеализированная асимметричная ранняя линейная цилиндрическая складка с горизонтальными шарнирами B_1 . Ее длинные крылья до наложенной деформации были параллельны друг другу, а короткое расположено к обоим под углом 45° . На эту раннюю структуру под прямым углом наложена серия открытых складок F_2 второй генерации так, что β_2 -ось складчатости ориентирована параллельно длинным крыльям ранней складки и перпендикулярно ее шарниру B_1 . В результате наложенной деформации на длинных крыльях ранней структуры образуются круговые цилиндрические складки $F_{2к}$, а короткое крыло между ними сминается в круговые конические складки $F_{2к}$.

В одной из цилиндрических и в одной из конических складок F_2 (рис. 2, а, б) проведен геометрический анализ. В анализе для цилинд-

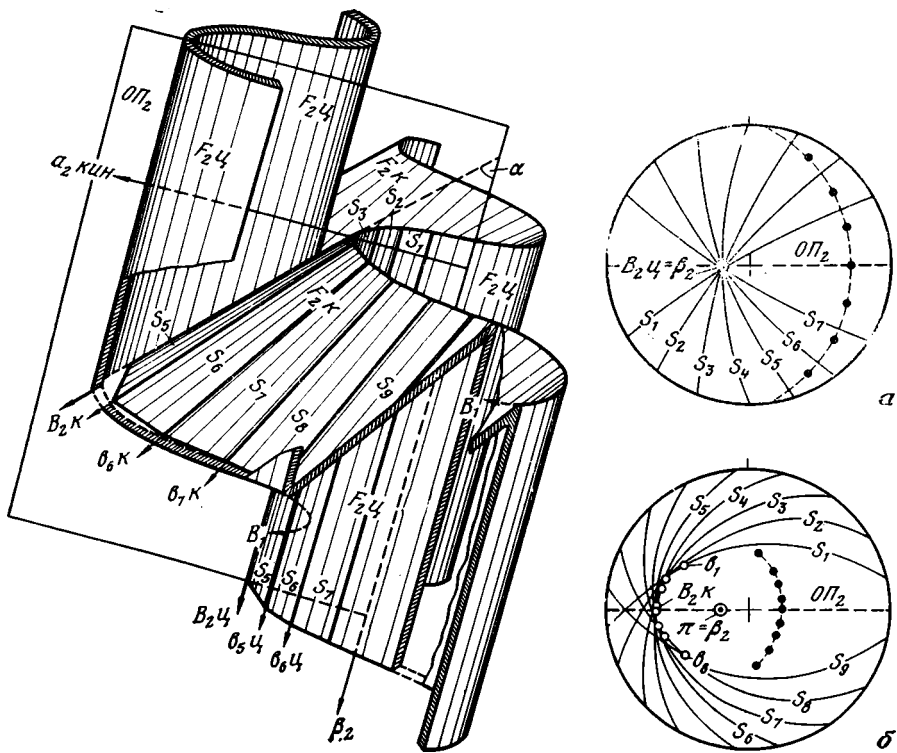


Рис. 2. Блок-диаграмма ранней линейной асимметричной складки с шарниром B_1 , повторно смятой в наложенные круговые цилиндрические и конические складки F_2 . Пояснения в тексте. Для структурных диаграмм на всех рисунках используется нижняя полу-сфера. Точки на диаграммах соответствуют полюсам плоскостных участков S_1-S_7

рической структуры $\Gamma_{2\pi}$ (рис. 2) положение b -оси может быть установлено в любой точке на ее поверхности как линия пересечения любых двух элементарных плоскостных участков, так как все элементарные площадки S_1, S_2, \dots, S_7 , которые в целом образуют неплоскую поверхность, на структурной диаграмме (рис. 2, а) пересекаются в одной точке. В складке $F_2\psi$ все оси $b_1\psi, b_2\psi, \dots, b_6\psi$ параллельны между собой и шарниру $B_2\psi$, а полюса рассеиваются по дуге большого круга с центром, соответствующим $B_2\psi$ (и кинематической β_2 -оси, поскольку они параллельны друг другу).

На том же рисунке в конической складке $F_2\kappa$ только соседние элементарные плоскостные участки, например S_5 и S_6, S_7 и S_8 и т. д., пересекаются на поверхности структуры и соответствуют осям конической складки $b_5\kappa, b_7\kappa$ и т. д. На структурной диаграмме (рис. 2, б) эти оси рассеиваются по дуге малого круга, а все остальные пересечения образуют с поверхностью складки тем больший угол, чем дальше друг от друга расположены эти элементарные участки. На структурной диаграмме они рассеиваются по внешней стороне малодуговой траектории b -осей и, таким образом, не являются осями складки. В малодуговой траектории b -осей по ориентировке, близкой к шарниру $B_2\kappa$, являются только оси $b_5\kappa$ и $b_7\kappa$, полученные пересечениями элементарных участков в непосредственной близости от осевой плоскости. Следовательно, в конических структурах наиболее четко устанавливается различие понятий «ось складки» и «шарнир складки», а также понятий «ось и шарнир складки» и «ось складчатости». Под осью складки нами подразумевается линия, полученная пересечениями двух соседних элементарных плоскостных участков на поверхности складки.

По малодуговой траектории в конической складке F_2k (рис. 2, б) рассеиваются также и полюса элементарных плоскостных участков. Единый центр малодуговых траекторий π соответствует кинематической β_2 -оси складчатости, которая в данном случае является общей для рассмотренных цилиндрической и конической (F_2k) структур (рис. 2). Поскольку центры малодуговых траекторий (π) в конических складках и шарниры в цилиндрических складках совпадают с кинематической β -осью складчатости (осью вращения), кинематическая a_k -ось (на рис. 2, a_2 кин) также лежит в осевой плоскости и расположена под 90° к β -оси, а c_k -ось является нормалью к осевой плоскости, то геометрическим анализом может быть полностью восстановлена кинематическая обстановка складчатости.

Природные конические и цилиндрические складки редко идеальны, а чаще всего в той или иной мере сплющены. В эллиптических конических структурах b -оси и параллельные им конусные B -линейности, а также полюса S рассеиваются по малодуговым траекториям с непостоянным радиусом кривизны. Центры осей вращения (β -оси) в них смещаются в сторону от первоначального положения, что необходимо учесть при анализе таких структур. В исследованных нами районах нецилиндрические складки устанавливаются повсеместно, особенно четко по данным геометрического анализа. В центральной части Западного Беломорья в образованиях беломорской серии среди структур последней генерации нами были выявлены многочисленные конические складки с размахом крыльев до 20—25 км, а в прибрежной зоне Белого моря от дер. Гридино до Сонострова (рис. 3) почти все картируемые структуры последней генерации являются коническими. На этом участке, который представляет собой ядро Приморского антиклинория, сложенное породами керетской свиты, и его западное крыло, сложенное породами хетоламбинской свиты (Стенарь, 1972; Сыстра, 1975_{1, 2}, 1978), устанавливается система наложенных изоклинальных складок F_2 общего широтного простираения. Их изогнутые осевые поверхности опрокинуты на юг и под углами 40—50° падают на север, чем обуславливается выдержанное преимущественное падение полосчатости S_0 , параллельной плоскостям напластования в северных румбах под углами 20—60°. Из-за интенсивной мелкой складчатости и однородности пород (слагающих участок), которые почти целиком представлены мигматизированными биотитовыми и амфиболсодержащими гнейсами и гранито-гнейсами керетской свиты, крупные структуры F_2 уверенно выявляются только при наличии четких маркирующих горизонтов. Так, отчетливо среди гнейсового поля прослеживается ядро крупной Восточно-Пиземской синклинали F_2 длиной 15—20 км, сложенное мощным пластом амфиболитов в основании хетоламбинской свиты. На участке оз. Скобнево ядро несколько меньшей по размерам антиклинали F_2 оконтуривается прослоем глиноземистых гнейсов мощностью около 20 м. Таких же размеров антиклинальная структура закартирована на северном берегу оз. Кюви-Канда. Кроме того, повсеместно встречаются мелкие складки F_2 , а нередко сохраняется и минеральная B -линейность L_2 по амфиболу, биотиту, кварцу и минеральным агрегатам, параллельная их шарнирам. Во всех исследованных участках устанавливается только B -линейность, поэтому в дальнейшем под линейностью всегда подразумевается B -линейность. На складки F_2 , которые, за исключением замковых частей, в повторных деформациях участвуют как моноκлинально залегающие слоистые толщи, почти под прямым углом накладывается система открытых разномасштабных антиформных и синформных складок F_3 с почти вертикальными осевыми плоскостями север — северо-восточного простираения. В период образования структур F_3 ось складчатости β_3 в пределах всего участка занимала положение, близкое к вертикальному, и под углом около 80° погружалась на се-

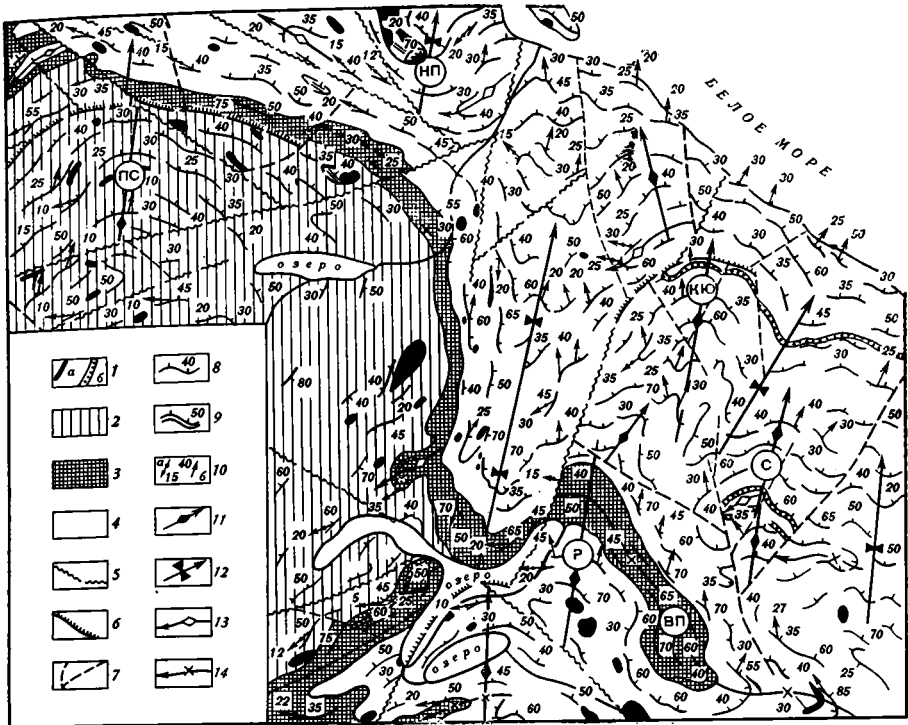


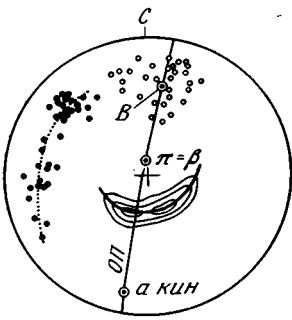
Рис. 3. Геолого-структурная схема прибрежной зоны Белого моря между озерами Соностров и Гридино

1 — тела интрузивных пород основного состава (а) и прослон глиноземистых гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов (б); 2 — биотитовые и амфиболсодержащие гнейсы с прослоями амфиболитов (хетоламбинская свита); 3 — мощный пласт амфиболитов с прослоями глиноземистых и других гнейсов в основании хетоламбинской свиты; 4 — биотитовые и амфиболсодержащие гнейсы и гранито-гнейсы керетской свиты; 5 — постскладчатые разрывные нарушения. Нарушения, сопряженные со складками F_3 ; 6 — дугообразные и 7 — прямолинейные; 8 — обобщенные элементы залегания полосчатости; 9 — сланцеватость в интрузивных породах; 10 — минеральная B -линейность, сопутствующая складкам F_2 (а) и F_3 (б). Следы осевых плоскостей и направления погружения шарниров складок F_3 : 11 — антиформных и 12 — синформных; следы осевых поверхностей и направления погружения шарниров складок F_2 : 13 — антиклинальных и 14 — синклинальных.

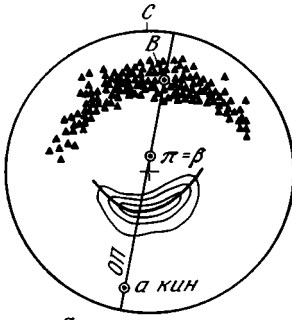
Крупные структуры на схеме: НП — Нижнепоповская синформа, ПС — Постельноозерская антиформа, КЮ — Кювикандская антиформа, С — Скобневоозерская антиформа, ВП — Восточно-Пиземская синклираль, Р — Рыбноозерская антиформа

вер — северо-восток. Об этом свидетельствуют результаты геометрического структурного анализа, проведенного в большинстве крупных складок F_3 . Так как угол между β_3 -осью складчатости и полосчатостью S_0 в среднем составляет $40-50^\circ$, образующиеся складки F_3 являются почти идеальными коническими с характерным для такого типа структур поведением соскладчатых и доскладчатых (деформированных) плоскостных и линейных структурных элементов.

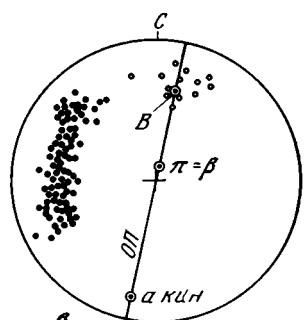
На участке оз. Нижнее Попово (рис. 3) ранние широтные складки F_2 и сопряженная с ними линейность L_2 смяты в открытую Нижнепоповскую коническую синформу F_3 . На структурной диаграмме (рис. 4, а) полюса S_0 образуют дугу малого круга с радиусом кривизны 40° (угол между β_3 -осью и S_0 равен 50°). Конусная линейность L_3 , выраженная ориентировкой кварца, биотита, кварцево-полевошпатовых агрегатов и скоплений темноцветных минералов, заметно рассеивается в направлении, перпендикулярном осевой плоскости, а наблюдаемое рассеивание L_3 вдоль осевой плоскости свидетельствует о додеформационном паде-



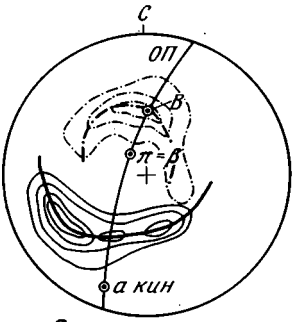
а



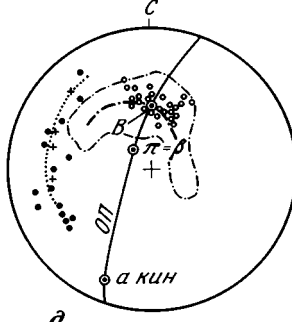
б



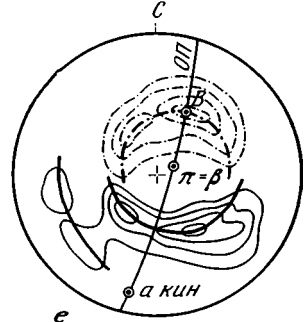
в



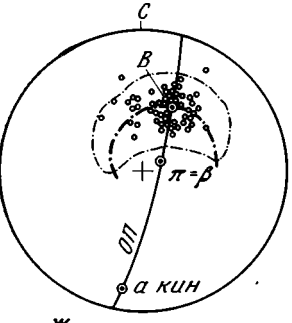
г



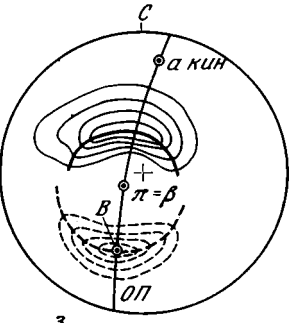
д



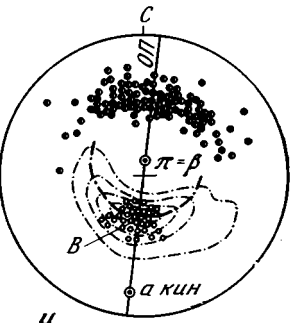
е



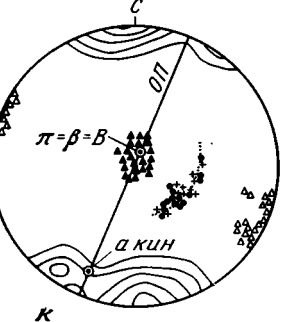
ж



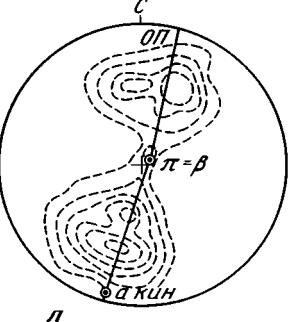
з



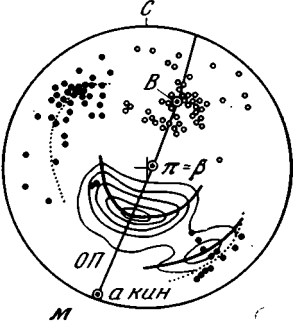
и



к



л



м

- 1
- ☾ 2
- + 3
- 4
- ⋯ 5
- △ 6
- ▲ 7
- ☾ 8
- 9
- ☾ 10

нии S_0 под различными углами (Лазарев, 1972). Шарниру синформы соответствует центр поля рассеивания L_3 . Ранняя линейность L_2 рассеивается по спиралеобразной кривой, что вообще свойственно коническим складкам (Stauffer, 1964; Флаасс, 1975). В целом на участке ядерные части большинства крупных синформных структур F_3 в рельефе представлены пологими депрессиями, где коренные породы в значительной степени перекрыты четвертичными отложениями, что затрудняет их изучение, когда как возвышенности над аналогичными антиформными складками почти полностью обнажены и хорошо дешифрируются по аэрофотоснимкам, что позволяет с большой детальностью выявить основные черты их строения.

В северо-западной части участка выявлена крупная, с размахом крыльев до 20—25 км, Постельноозерская антиформа, оконтуренная мощным пластом амфиболитов в основании хетоламбинской свиты. Полюса S_0 в структуре образуют часть малого круга (рис. 4, б), центр π которого одновременно является центром малодуговой траектории рассеивания b_3 -осей, полученных пересечениями соседних элементарных плоскостных участков полосчатости (угол α равен 55°). В конических складках для составления диаграмм b -осей, особенно для определения центра дуги рассеивания (β -оси), вообще целесообразно пользоваться только пересечениями соседних элементарных участков, поскольку они дают b -оси на поверхности структуры. Чтобы исключить случайные пересечения из-за возможной ошибки измерения положения плоскостей, угол между соседними площадками должен быть не менее 10 — 15° . Этот способ, кроме того, позволяет использовать в анализе все сделанные замеры, тогда как при взаимных пересечениях всех плоскостей возможности практически ограничиваются 30—40 выборочными замерами. Чтобы определить, является ли складка цилиндрической или конической, вполне допустимо применение метода взаимных пересечений всех плоскостей, замеренных в различных частях на поверхности складки. Эти пересечения (b -оси) также рассеиваются по дуге малого круга, но по внешней от β -оси стороне пояс b -осей дополнится многочисленными ложными пересечениями (см. рис. 2, б).

Пересечение траекторий b_3 -осей с осевой плоскостью складки ОП, на диаграмме (рис. 4, б) дает выход шарнира Постельноозерской синформы V_3 . Минеральная линейность L_3 , которая проявляется только в ядре структуры, рассеивается вокруг шарнира V_3 . Повсеместно встречаются мелкие изоклиналильные складки F_2 и параллельная их шарни-

Рис. 4. Анализ структурных данных по изученным участкам и структурам

1—полюса плоскостей полосчатости S_0 , 2—контур и траектория рассеивания полюсов S_0 , 3—шарниры мелких складок F_2b_2 , 4— B -линейность L_2 , 5—траектория рассеивания L_2 , 6—полюса осевых плоскостей мелких складок F_3 , 7— b_3 -оси, полученные пересечениями соседних элементарных плоскостных участков S_0 , 8—контур и траектория рассеивания b_3 -осей, 9—минеральная B -линейность L_3 , 10—контур и траектория рассеивания L_3 .

Обозначения на диаграммах: ОП — осевая плоскость складок F_3 ; π — центр малодуговых траекторий; β_1 и a_1 кин кинематические b_k - и a_k -оси в складках F_3 , V — шарниры крупных структур F_3 . а — Нижнепоповская синформа: 82 замера S_0 , контуры 5—10—25%; б, в — Постельноозерская антиформа: 92 замера S_0 , контуры 5—10—20%; г, д — Рыбноозерская антиформа: 145 замеров S_0 , контуры 3—5—7—10%, 237 определений F_3 , контуры 5—10—15%; е, ж — Скобневоозерская антиформа: 333 замера S_0 , контуры 2—4—7—10%, 256 определений b_3 , контуры 2—4—6—8%; з — участок озера Заячьё — Овечьё: 553 замера S_0 , контуры 1—3—6—9%, 239 замеров L_3 , контуры 1—6—12—20%; и — участок месторождения Хизоваара: 154 определения b_3 , контуры 2—5—10—15—20%; к — ЮЗ конец о. Вичаны: 182 замера S_0 , контуры 2—5—10—15—20%; л — конусная B -линейность L_3 в широтной полосе от Белого моря до западного берега оз. Кереть: 880 замеров, контуры 1—2—4—5—6—7%; м — ЮВ конец Нотозера: 151 замер S_0 , контуры 2—4—6—10%

рам минеральная линейность L_2 , которая рассеивается по спиральной дуге, близкой к дуге большого (рис. 4, в) круга из-за того, что β_3 -ось почти перпендикулярна L_2 .

В такую же открытую Рыбноозерскую антиформную складку F_3 смята более ранняя изоклиналильная и опрокинутая на юг Восточно-Пиземская синклиналиль F_2 (см. рис. 3). Осевая плоскость наложенной антиформы имеет северо-восточное (20°) простираение и под углом около 70° падает на северо-запад, о чем свидетельствуют более крутые падения S_0 на восточном крыле складки. Полюса S_0 из центральной части антиформы на диаграмме (рис. 4, г) рассеиваются по дуге малого круга с радиусом 54° (угол α равен 36°). Малодуговой пояс образует также и b_3 -оси, полученные по пересечениям соседних замеров S_0 . Минеральная линейность L_3 параллельна b_3 -осям, ее рассеивание происходит в пределах контура b_3 -осей, а ранняя линейность L_2 и шарниры мелких складок b_2 рассеиваются по спиралеобразной кривой, близкой к малодуговой (рис. 4, д).

В Скобневоозерскую антиформу (F_3) была деформирована ранняя опрокинутая на юг изоклиналильная антиклиналиль F_2 , оконтуренная маркирующим прослоем глиноземистых гнейсов, мощностью 10—30 м. Полюса по той части антиформы, где крылья ранней структуры параллельны друг другу, образуют основную дугу малого круга с радиусом 50° (угол α равен 40°) и в приамковей части ранней антиклиналили слабую дополнительную дугу с радиусом около 80° . Осн складки b_3 , полученные пересечениями S_0 соседних участков, рассеиваются главным образом по малодуговой траектории с радиусом 40° , но в то же время наблюдается заметное рассеивание вдоль осевой плоскости складки OP_3 , обусловленное изменчивым доскладчатый залеганием (рис. 4, е). Линейность L_3 параллельна b_3 -осям и рассеивается таким же образом (рис. 4, ж).

Следует отметить своеобразное площадное распределение конических структур на участке (см. рис. 3). Они не образуют линейно-вытянутых серий, а каждая крупная структура имеет свой автономный центр (выход оси вращения). В то же время их осевые плоскости (OP_3) и кинематические β_3 -оси по всей территории субпараллельны.

В прибрежной зоне Белого моря при отличной обнаженности выявлены многочисленные крутопадающие разрывные нарушения. Они имеют сбросово-сдвиговой характер и выражены в современном рельефе в виде узких вытянутых депрессий шириной обычно до 100—200 м, к которым приурочено большинство мелких и крупных озер. В приразломных зонах наблюдается значительное по сравнению с остальной территорией увеличение (в 10—12 раз) густоты тректонической трещиноватости, причем трещины здесь в основном минерализованы. Так как разрывы, сопутствующие ранним складчатым структурам F_1 и F_2 , полностью залечены интрузивными образованиями и кварцево-полевошпатовым материалом и в рельефе не отражаются, образование этих нарушений может быть связано либо со складчатостью F_3 , либо с постскладчатым периодом развития Беломорского блока.

В описанных выше структурах в ряде случаев наблюдается сеть нарушений, генетическая связь которых с коническими складками очевидна. В Скобневоозерской и Кювикандской антиформах (см. рис. 3, 5), например, выявлены соразмерные со структурами расходящиеся от ядра веера нарушений, в которых каждый отдельный разлом чаще всего параллелен осевой плоскости дополнительных складок. Кроме того, в ряде случаев установлены дугообразные крутопадающие (судя по вертикальным стенкам по берегам озер) оконтуривающие конические структуры нарушения, к которым приурочены глубокие дугообразные озера. Такие нарушения выявлены в Постельноозерской, Кювикандской, Рыбноозерской и в других структурах F_3 . Таким образом, эти разрывные наруше-

ния подчеркивают реально существующие, разбитые на сегменты, кинематические цилиндры, в которые вписаны конкретные конические складки.

Интересно отметить, что пегматитовые поля в Постельноозерской и Рыбноозерской антиформах соразмерны с их ядерными частями, а субвертикальные жилы в них расположены также веерообразно (Горлов, 1973; Сыстра, 1975₂), что свидетельствует о тесной связи пегматитовых полей с кинематической обстановкой формирования складок F_3 .

Остальные нарушения, как правило, прямолинейные, большой протяженности, нередко встречаются субпараллельными сериями и могут быть отнесены к посткладчатым.

На других участках в породах беломорской серии аналогичные складки F_3 устанавливаются повсеместно от побережья Белого моря до западного берега оз. Кереть (Стенарь, 1972). К западу от линии пос. Амбарный — оз. Лоухское ранние изоклинальные складки F_2 повсеместно опрокинуты на юге, чем обуславливается преимущественное падение пород и, следовательно, погружение шарниров наложенных складок B_3 и минеральной линейности L_3 в южных румбах (Стенарь, 1969; Сыстра, 1975₂).

Анализ поведения полюсов и линейности L_3 на участке озер Заячье — Овечье показывает, что эти структурные элементы рассеиваются по характерным для конических складок малодуговым траекториям, а β_3 -ось (центр дуг π) имеет почти вертикальное погружение (см. рис. 4, з), как и на других участках.

На участке месторождения Хизоваара, сложенного сланцами и амфиболитами тикшозерской серии (Кратц, 1963), выявлена аналогичная открытая синформная структура F_3 с размахом крыльев 5—8 км. Это свидетельствует о совместном участии в складчатых движениях F_3 архейских и нижнепротерозойских образований. Общее простирание пород при выдержанном падении в южных румбах субширотное — северо-западное. Шарнир синформы под углом около 60° погружается на юг, а полюса S_0 , b_3 -оси и параллельная им коническая линейность L_3 на структурной диаграмме (см. рис. 4, и) рассеиваются по дугам малых кругов (угол α равен 40°), а β_3 -ось под углом около 80° погружается на С — СВ.

Поскольку β_3 -ось повсеместно погружается почти вертикально, особый интерес в исследованном районе представляли участки, где до складчатости F_3 породы имели выдержанное субвертикальное падение и должны были образоваться цилиндрические складки F_3 (угол α близок к 0°). Одним из таких участков является юго-западное окончание о. Вичаны в оз. Кереть, где амфиболиты с прослоями сланцев при общем широтном простирании под углами от 90 до 75° падают как на юг, так и на север. Осевые поверхности ранних сжатых складок F_2 субпараллельны S_0 , а шарниры круто под углами 50 — 60° погружаются в восточных румбах. Многочисленные наложенные складки F_3 открыты, размах их крыльев достигает 1 км. Полюса S_0 на диаграмме (рис. 4, к) образуют дугу большого круга, а b_3 -оси и параллельная им минеральная линейность L_3 дают поле рассеивания с единым максимумом, соответствующим среднестатистическому шарниру B_3 . Осевые плоскости мелких складок субпараллельны между собой, их среднее положение соответствует осевой плоскости крупной структуры (OP_3), а ранние линейные элементы L_2 и b_2 рассеиваются по дуге малого круга. Такое расположение и деформация ранних структурных элементов свойственно наложенным цилиндрическим складкам изгиба (Лазарев, 1972). Центр малодуговой траектории π (соответствует β_3 -оси) совпадает с шарниром B_3 , т. е. угол α равен 0° и, таким образом, созданы условия, при которых образуются цилиндрические складки.

Диаграмма линейности L_3 по всей широтной полосе от Белого моря до западного берега оз. Кереть (рис. 4, л) дает узор, вытянутый вдоль статистической осевой плоскости складок F_3 по конфигурации типа песочных часов, в который вписываются все частные малокруговые траектории L_3 . Становится ясным, что пережим полей рассеивания (центр малокруговых траекторий) совпадает с β_3 -осью складчатости, а максимального рассеивания L_3 достигает на траекториях, расположенных в обе стороны от β_3 -оси под углами 45° , что вообще характерно для конической складчатости при выдержанном погружении кинематической b_n -оси. Из такого рассеивания L_3 и анализа структурных данных может быть сделан вывод о том, что на изученной территории почти все структуры F_3 являются коническими, а угол между β_3 -осью и S_0 (угол α) меняется от 0° (о. Вичаны, рис. 4, к) до 55° (Постельноозерская антиформа, рис. 4, б, в).

Анализ результатов предыдущих исследований по другим районам Северной Карелии (Дук, 1967; Московченко, 1973; Шуркин и др., 1974; Московченко, Турченко, 1975) и собственные наблюдения авторов показывают, что конические формы весьма обычны везде, где устанавливается неоднократная складчатость.

Можно предположить, что крупный Кукаозерско-Тикшозерский синклиниорий (Кратц, 1963) также повторно смят в сложную, крупную с размахом крыльев 25—30 км дугообразную коническую структуру. В ней веерообразно расположены дополнительные наложенные складки (Московченко, Турченко, 1975), а также разрывные нарушения, которые сходятся к центру дуги (Московченко, 1973; Шуркин и др., 1974). На отдельных участках наблюдается рассеивание линейности последней генерации по характерным для конических складок малодуговым траекториям (Московченко, Турченко, 1975).

Проведенные нами исследования в восточной части структуры показали, что на ранние складки северо-западного простирания накладывались структуры северо-восточного направления, которые могут быть сопоставлены со складчатыми структурами F_3 района оз. Кереть — побережье Белого моря. Полюса полосчатости и слоистости S_0 на диаграмме (рис. 4, м) рассеиваются по малодуговым траекториям, а β_3 -ось (центр дуг π) погружается почти вертикально. Наличие двух дуг S_0 свидетельствует о доскладчатом падении полосчатости под различными углами, что естественно, поскольку деформируются более ранние складки. Линейность L_3 заметно рассеивается в основном по малодуговым траекториям, а также вдоль осей плоскости OP_3 . Рассеивание деформированной линейности (L_2 ?) происходит по сложным спиралеобразным кривым, а наличие двух траекторий указывает на то, что до наложения деформации F_3 шарниры b_2 (?) погружались как на северо-запад, так и на юго-восток.

Таким образом, конические структуры в сложноскладчатых метаморфических образованиях Северной Карелии выявляются повсеместно в тех районах, где проводились специальные структурные исследования. Изменчивое додеформационное залегание различных плоскостных структур при наложенной складчатости вообще создает условия для образования конических структур, которые должны как минимум встречаться так же часто, как цилиндрические.

Конические и цилиндрические складки, сформированные одновременно при одинаковом плане тектонических движений, имеют ряд особенностей (таблица), которые необходимо учитывать при корреляции структурных форм и выделения этапов деформаций различных участков складчатых комплексов. Изучение тектоники сложноскладчатых образований на современном уровне может быть проведено лишь со всесторонним применением методов геометрического структурного анализа, которые позволяют выявить кинематическую обстановку форми-

Основные геометрические особенности цилиндрических и конических складок, образующихся при одинаковом плане движений в ходе наложенной деформации

Структурные элементы	Цилиндрические складки	Конические складки
Угол между деформирующимися поверхностями S_0 и β -осью складчатости (угол α)	$\alpha=0^\circ, \beta \parallel S_0$	$0^\circ < \alpha < 90^\circ$
Полюса S_0	Рассеиваются по дуге большого круга	Рассеиваются по малодуговой траектории с радиусом, равным углу $90^\circ - \alpha$
Пересечения S_0	Образуют единый максимум, соответствующий шарниру B	Рассеиваются по дуге малого круга с радиусом α и центром $\pi-\beta$; пересечение дуги с осевой плоскостью (OP) соответствует B
Шарнир B	$B \parallel \beta$	B образует с β угол α
Осевые плоскости дополнительных складок	Субпараллельны между собой, среднестатистическое положение соответствует OP основной структуры	Расположены веерообразно вокруг OP основной структуры
Шарниры дополнительных складок (b) и параллельная им B -линейность L	$L \parallel b \parallel B$	
Ранняя (деформированная) линейность	Рассеивается по малодуговой траектории	Рассеивается по спиралеобразным кривым

рования складок каждой генерации и ее влияние на форму конкретных структур. Корреляцию отдельных структур и систем складок вообще целесообразно проводить с учетом ориентировки кинематических осей складчатости, которые нередко являются одними из наиболее выдержанных структурных элементов и геометрическим анализом могут быть установлены как для цилиндрических, так и для конических складок.

Литература

- Горлов Н. В. Структурный контроль пегматитов Беломорья. Л., «Наука», 1973.
 Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма (северная часть северо-западного Беломорья). Л., «Наука», 1967.
 Казаков А. Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., «Наука», 1976.
 Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 16, 1963.
 Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л., «Наука», Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, вып. 2, 1971.
 Лазарев Ю. И. О геометрическом анализе деформаций в районах наложенной складчатости.— В кн.: Методические указания к геологической съемке масштаба 1:50 000, вып. 4, Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л., «Недра», 1972.
 Лазарев Ю. И., Кожевников В. Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л., «Наука», Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, вып. 19, 1973.
 Московченко Н. И. Тектоническое строение унаследованных прогибов Северо-Ладжской и Северо-Карельской зон. Северо-Карельская зона (восточная часть).— В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., «Наука», Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, вып. 18, 1973.
 Московченко Н. И., Турченко С. И. Метаморфизм кванит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Северная Карелия). Л., «Наука», 1975.
 Справочник по тектонической терминологии. М., «Недра», 1970.

- Стенарь М. М.* Беломорская серия архея Кемско-Беломорского района (Западное Беломорье).— В кн.: Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Петрозаводск, Карельск. книжн. изд-во. Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР, вып. 4, 1969.
- Стенарь М. М.* Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья).— Геотектоника, 1972, № 5.
- Сыстра Ю. И.* Тектоника района Каменные озера — Пиземское озеро (побережье Белого моря) — В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1975.
- Сыстра Ю. И.* Структура и тектоническое развитие района Каменные озера — Пиземское озеро — побережье Белого моря (Западное Беломорье). Автореферат канд. дис., М., МГУ, 1975.
- Сыстра Ю. И.* Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья, Л., «Наука», 1978.
- Толковый словарь английских геологических терминов. М., «Мир», 1977, ч. 1.
- Шуркин К. А., Шемякин В. М., Пушкарев Ю. Д., Сидоренко В. В., Фиженко В. В., Берковский А. Н., Шустова Л. Е.* Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид. Л., «Наука», 1974.
- Флаасс А. С.* Особенности геологии строения и структурная эволюция Мамской кристаллической полосы. Автореферат канд. дис. Перм. геол. ин-та, 1975.
- Формы геологических тел (терминологический справочник). М., «Недра», 1977.
- Badgley P.* Structural methods for the exploration geologist. New York, Harper and Row, 1959.
- Dahlstrom C. D. A.* Statistical analysis of cylindrical folds.— Canad. Mining and Metallurg. Bull., 1954, v. 47, No. 504.
- Donath F. A., Parker R. B.* Folds and folding.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1964, v. 75, No. 1.
- Evans A. M.* Conical folding and oblique structures in Charn-Wood Forest, Leicestershire.— Proc. Yorks. Geol. Soc., 1963, v. 34, No. 4.
- Haman T. J.* Manual of stereographic projection. West Canadian Research Publications, Calgary, 1961.
- Ross J. V.* The folding of angular unconformable sequences.— J. Geol., 1962, v. 70, No. 3.
- Stauffer M. R.* The Geometry of conical folds.— New Zealand. J. Geol. and Geoph., 1964, v. 7, No. 2.
- Stockwell C. H.* The use of plunge in the construction of crosssections of folds.— Geol. Assoc. Canada Proc., 1950, v. 3.
- Sutton J.* Moine series of Scotland structure.— Science Progress, 1962, v. 50, No. 197.
- Tischer G.* Über x -achsen.— Geol. Rundsch., 1963, s. 52, No. 1.
- Turner F. J., Weiss L. E.* Structural analysis of metamorphic tectonites. New York, McCraw Hill Book Co. Inc., 1963.
- Wegmann C. E.* Beispieler tectonischer analysen des grundgebines in Finnland.— Bull. Comm. Geol. Finlande, 1929, v. 8, No. 87.

Институт геологии
Карельского филиала АН СССР
г. Петрозаводск

Статья поступила
16 июня 1976 г.

УДК 551.24.055(571.56+571.65)

В. М. МЕРЗЛЯКОВ, П. П. ЛЫЧАГИН, М. И. ТЕРЕХОВ

ЕЩЕ РАЗ О ПРОБЛЕМЕ КОЛЫМСКОГО МАССИВА *

Существование Колымского срединного массива не подтверждается геологическими данными. Формационные особенности осадочно-вулканогенных толщ и интрузивных образований, характер регионального метаморфизма, геофизических полей и общий стиль тектоники Колымо-Индибирского междуречья более соответствуют представлению об Алазейско-Олойской складчатой системе.

Проблема Колымского срединного массива (платформы) обсуждается уже более 40 лет, но интерес к ней не угасает. История вопроса освещена в работе одного из авторов (Мерзляков, 1977). Здесь отметим, что многие исследователи, прежде признававшие Колымский массив, ныне выделяют на его месте складчатые эвгеосинклинальные зоны мезозойского возраста (Русаков, Виноградов, 1969; Шило и др., 1973^{1, 2}, 1976; Мерзляков и др., 1974; Тильман и др., 1977; Шарковский, 1975; Натапов и др., 1977; Косыгин, Парфенов, 1977, и др.). Эта же точка зрения отражена на схеме становления континентальной коры Северной Евразии (Пейве и др., 1976). С другой стороны, концепцию срединного массива продолжают отстаивать Г. А. Гринберг и др. (1977). В существовании Колымского массива убежден М. В. Муратов (1977). Поскольку в строении массива обычно различаются фундамент и чехол, необходимо прежде всего рассмотреть правомерность выделения этих важнейших структурных подразделений.

О «ФУНДАМЕНТЕ» МАССИВА

Фундамент Колымского массива трактуется по-разному. В объяснительной записке к «Тектонической карте СССР и сопредельных стран, м-ба 1 : 5 000 000» (1957) говорится, что «складчатое основание Колымского массива сложено серией карбонатных пород палеозойского возраста (до нижнего карбона включительно), среди которых на правобережье р. Колымы выступают метаморфические породы архея и мощные терригенные толщи протерозоя — нижнего кембрия (?)».

Ю. М. Пущаровский показал на составленной им тектонической карте Северо-Востока СССР (Пущаровский, 1960) докембрийский глубоко-метаморфизованный фундамент, выступающий на Приколымском и Селенняхском окраинных поднятиях. Нижне- и среднепалеозойский комплекс, покоробленный в складки и перекрытый с несогласием толщами перми и мезозоя, выделен в качестве самостоятельного структурного яруса (этажа), сформировавшегося в период существования подвижной платформы. Такое же основание предполагается и под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений в центральной части массива, но разрез палеозоя здесь сокращен.

* Статья публикуется в порядке продолжения дискуссии по проблеме Колымского массива. См. журнал «Геотектоника» № 6, 1975 и № 4, 1977.

По Н. А. Богданову (1963), фундамент внутренней части или ядра Колымского массива, включая Приколымское поднятие, сложен складчатый метаморфическим комплексом протерозоя, а внешней части — палеозоидами складчатой зоны Черского. Метаморфические породы рифея образуют в палеозоидах нижний структурный этаж, а миогеосинклинальный карбонатный палеозойский комплекс — верхний.

Идею о гетерогенности и разновозрастности фундамента Колымского массива поддерживали якутские геологи (Мокшанцев и др., 1964, 1975, и др.). Правда, в одной из последних публикаций они стали считать фундамент массива дорифейским (Гринберг и др., 1977). Представление о дорифейском (архейско-среднепротерозойском) фундаменте Колымского массива развито также в XXX томе «Геологии СССР» (Аникеев и др., 1970).

Анализ имеющихся материалов показывает, что выводы о палеозойском, допалеозойском и дорифейском складчатом фундаменте Колымского массива не имеют под собой геологических обоснований. Рассмотрим сначала главнейшие черты наиболее изученных метаморфических комплексов Колымо-Индибирского междуречья, а затем вернемся к вопросу о палеозоидах.

Учатский метаморфический комплекс (Мерзляков, Лычагин, 1977) расположен в юго-западной окраине Омудевского поднятия, в зоне глубинного разлома Дарпир. Выходы наиболее метаморфизованных и, вероятно, самых древних образований, представленных амфиболовыми и слюдяными сланцами, тяготеют к ядру небольшой горст-антиклинали и прослеживаются на расстояние до 25 км при ширине 4—6 км. Метаморфические сланцы вмещают многочисленные тела гнейсо-гранитов, сопровождаемых магматитами.

На крыльях горст-антиклинали развиты хлоритовые, хлоритово-сланцево-амфиболовые сланцы, филлиты, мраморы, мраморизованные известняки и доломиты. Последние слагают небольшие прослои, а на юго-западном крыле — мощные (до 160 м) пакки среди хлоритовых сланцев и филлитов, прослеживающиеся по простиранию на несколько километров. В этих породах собраны перекристаллизованные остатки позднеордовикских — раннесилурийских кораллов *Catenipora* sp., *Palaeofavosites* sp. (определения М. С. Жижиной), брахиопод *Schellwinella*? sp. indet., *Rhynchonellidae* силура — девона (заключение М. А. Ржоншицкой), а также гастропод, мшанок и криноидей.

На другом, северо-восточном крыле структуры палеонтологически доказан ордовикский возраст учатской свиты. Более древние образования (журская и лайминская свиты), метаморфизованные в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях, трактуются по-разному. М. М. Орадовская относит их к нижнему ордовику, а А. И. Сидяченко и В. А. Каньгин — к тремадоку и кембрию. В. М. Мерзляков (1971) считает обе свиты рифейско-кембрийскими.

Исследователи, относившие метаморфические породы учатского комплекса к архею и протерозою, предполагали, что они отделены от вышележащих палеозойских толщ длительным перерывом и структурным несогласием. Конгломераты журсской свиты при этом принимались за базальные образования. Однако после детального картирования установлен их внутрiformационный характер. Выяснено, что конгломераты затронуты таким же метаморфизмом, как и подстилающие их отложения. Валун и гальки в них (исключительно кварциты и известняки) сильнейшим образом деформированы, а цемент превращен в слюдино-хлоритовый агрегат.

Большое сходство с учатским метаморфическим комплексом обнаруживают приколымский, тас-хаяхтахский и селеняхский. Они также образованы за счет рифейских и, вероятно, палеозойских пород (Шишкин, 1979; Дубовиков, 1970; Гребенников и др., 1974), обладают эле-

ментами зональности, а по минеральным парагенезисам относятся к эпидот-амфиболитовой (дистеновой) и зеленосланцевой фациям.

Алазейский метаморфический комплекс, находящийся в самом центре Колымского массива, резко отличается от рассмотренных выше не только своим географическим положением, но и геологическими особенностями (Шило и др., 1973₁; Лычагин и др., 1975, 1977). Он относится к типичным глаукофансланцевым образованиям, среди которых преобладают метавулканогенные и метатерригенные породы. Метаморфиды слагают ряд блоков и чешуй, граничащих по разломам с кенкельдинской толщей среднего палеозоя, нижним карбоном, пермью и верхней юрой.

Вопрос о возрасте и структурном положении глаукофансланцевого комплекса нуждается в более детальном рассмотрении. Метаморфические сланцы (без глаукофона, лавсонита и других сопутствующих им минералов) были отмечены на Алазейском плоскогорье еще В. Н. Саксом и Г. Г. Моором (1941). Они считали их продуктами преобразования пермских отложений. Древним (синийским) возрастом метаморфическая толща была датирована в 1963 г. Б. В. Пепеляевым и М. И. Тереховым, а затем О. Н. Ивановым (1975) на основе сходства входящих в ее состав мраморизованных известняков и кварцитов с подобными породами рифея Приколымья. О. Н. Иванов привлек также заключение А. Г. Вологодина, обнаружившего в известняках остатки водорослей нового вида *Murandavella alasea*. Сейчас, когда установлено, что в основе метаморфической толщи основную роль играют metabазальты, говорить о ее сходстве с рифеем Приколымья уже не приходится. Тем не менее мы разделяем мнение о древнем возрасте метаморфической толщи и считаем, что ее можно условно отнести к рифею — нижнему палеозою. На это до некоторой степени указывают обломки мраморизованных известняков (очень похожих на те, что ассоциируются с глаукофановыми сланцами) в среднепалеозойской кенкельдинской толще. Можно предполагать, что в последней заключены также глыбы глаукофановых сланцев. Решение вопроса усложняется потому, что есть признаки неоднократного проявления глаукофансланцевого метаморфизма, в том числе и после образования кенкельдинской толщи (Лычагин и др., 1977). Мнения других исследователей на этот счет противоречивы.

К. Б. Мокшанцев, Г. С. Гусев и Г. А. Гринберг сначала рассматривали все глаукофансланцевые породы Алазейского плоскогорья как метасоматические новообразования по катаклазитам кенкельдинской палеозойской толщи. Такую точку зрения они отстаивали на совещании по тектонике срединных массивов в 1974 г. Эта позиция нашла отражение в статьях Г. С. Гусева и Ф. Ф. Третьякова (1977), П. В. Гуляева (1975), Я. А. Драновского и И. Г. Гольбрайха (1977). Вскоре К. Б. Мокшанцев и др. (1976) отнесли большинство тех же самых глаукофансланцевых пород к нижнему — среднему протерозою, поместив в складчатый фундамент Колымского массива, а часть из них оставили в палеозойском чехле, считая все глаукофансланцевые минеральные ассоциации (и в фундаменте, и в чехле) метасоматическими, сугубо локальными. Дальнейшая трансформация взглядов якутских геологов произошла в том направлении, что они признали региональный характер глаукофансланцевого метаморфизма, но включили все метаморфиды в дорифейский складчатый фундамент массива. Для обоснования этой концепции Г. А. Гринберг и др. (1977) сравнили метаморфические породы Алазейского плоскогорья с докембрийскими эклогит-глаукофансланцевыми комплексами Южного Урала и по-своему интерпретировали упоминавшиеся выше данные О. Н. Иванова о находках водорослей. Оба аргумента, использованные для доказательства дорифейского возраста метаморфических пород, не являются убедительными.

В самом деле, из той же работы Н. Л. Добрецова (1974), к которой обращаются упомянутые исследователи, можно узнать, что эклогиты в ассоциации с глаукофановыми сланцами есть не только на Урале, но и в Тихоокеанском поясе (Корякское нагорье, Калифорния и др.), где они являются неотъемлемой частью эвгеосинклинальных серий палеозойского и мезозойского возраста. Причем никакой разницы в вещественном составе между докембрийскими и молодыми эклогит-глаукофансланцевыми комплексами разных регионов не устанавливается. Утверждение Г. А. Гринберга и др. (1977) о несогласном залегании водорослевых известняков на дислоцированной глаукофансланцевой толще не соответствует действительности. О. Н. Иванов (1975), данные которого использованы для этого вывода, совершенно недвусмысленно пишет о том, что упомянутые известняки находятся в виде линз и пластов непосредственно в метаморфических сланцах и кварцитах, а не залегают на них в основании чехла. В этом отношении мы целиком согласны с О. Н. Ивановым, так как сами наблюдали переслаивание мраморизованных известняков с глаукофановыми сланцами в коренных обнажениях в верховье р. Кенкельды.

Итак, рассмотренные метаморфические комплексы Колымо-Индигирского междуречья различны по своей вещественной характеристике, фациальной принадлежности, особенностям структуры и времени образования. Они не имеют ничего общего с архейскими и протерозойскими кристаллическими породами фундаментов Омолонского и Охотского массивов, а также Сибирской платформы. Это значительно более молодые образования, связанные с развитием рифейско-палеозойского складчатого геосинклинального комплекса мезозойд.

Теперь кратко о «палеозоидах». Палеозойский возраст структур фундамента Колымского массива, как известно, базировался на выпадении из разреза морских отложений среднего — верхнего карбона и на несогласном пологом залегании перми на более древних дислоцированных комплексах. Предполагавшееся ранее предпермское структурное несогласие не подтвердилось, а в ряде районов выявлены непрерывные или почти непрерывные разрезы морских отложений палеозоя от ордовика до перми включительно. Установлено, что пермские отложения структурно тесно связаны с нижележащими комплексами, нередко участвуя вместе с ними в строении одних и тех же складок.

О «ЧЕХЛЕ» МАССИВА

Объем чехла Колымского массива трактуется неоднозначно, большинство исследователей включает в него весь разрез начиная с рифея. Анализируя вопрос о чехле, следует рассмотреть главнейшие особенности относящихся к нему формаций.

Рифейско-палеозойский комплекс широко распространен в горной системе Черского и в Приколымье. Еще лет 10—15 назад считалось, что он сложен исключительно карбонатными формациями. Именно поэтому его часто рассматривали в качестве платформенного чехла, невзирая на большие мощности и значительную дислоцированность. К настоящему времени установлено, что карбонатные породы распространены лишь в крайних поднятиях Колымского массива. В направлении к внутренним районам они замещаются терригенно-вулканогенными. Особенно отчетливо эта картина вырисовывается для ордовикских разрезов, хорошо коррелирующихся между собой по граптолитам (Мерзляков, 1971). Обширные выходы ордовика известны на юге Омудевского поднятия. Здесь, в верховьях рек Сеймчана и Ясачной, разрез ордовика (5400 м) по существу представляет собой единую, вместе с нижними силуром, мелководную карбонатную формацию мощностью 6500 м. В бассейне рек Омудевки и Таскана в нее вклиниваются пачки глинистых сланцев,

отложения становятся более глубоководными, а общая мощность ордовика — силура уменьшается до 5000 м при мощности ордовика 4600 м. Эта тенденция усиливается в направлении на северо-восток и в бассейне р. Эрихе разрез ордовика становится существенно терригенным, мощность отложений резко сокращается до 450 м. Еще далее к северо-востоку, в междуречье Рассохи и Зырянки, происходит замещение терригенных толщ ордовика терригенно-вулканогенными мощностью 3500 м, образующими аспидную и трахибазальтовую формации. Стратиграфически ниже их в составе рифейско-кембрийского (?) комплекса выделяются филлиты (1200 м) и мощная (до 1000 м) толща глыбово-валунных конгломератов. Силур из разреза выпадает, а на размытой поверхности рифея и ордовика с резким структурным несогласием лежит девон.

Отмеченные фациальные соотношения напоминают картину, установленную в зоне сочленения палеозойских эв- и миогеосинклиналей Северной Америки, в частности в Центральной Неваде. Районы распространения карбонатных и терригенных комплексов ордовика могут быть сопоставлены с поясом Милларда и примыкающей к нему переходной зоной, а терригенно-вулканогенного — с пограничной частью эвгеосинклинального пояса Фрезер. Ранее маломощный граптолитовый разрез бассейна р. Эрихе интерпретировался как показатель относительного поднятия на границе эв- и миогеосинклинальных зон (Мерзляков, 1971). Более предпочтительна все-таки точка зрения о накоплении подобных толщ в условиях глубоководных некомпенсированных прогибов. В нашем случае такой прогиб, вероятно, располагался на континентальном склоне. У его подножия, т. е. у восточного края древней сиалической плиты, в зоне крупных разломов, происходило образование терригенно-вулканогенных толщ. Они вместе с подстилающими глыбово-валунными конгломератами, вероятно, фиксируют окраину палеоконтинента, в состав которого входила Сибирская платформа с обрамляющими ее миогеосинклиналями. К северо-востоку, т. е. в районах современного Колымо-Индигирского междуречья, включая Алазейское плоскогорье, осадконакопление, по-видимому, протекало на океаническом ложе. О том, что здесь для раннего — среднего палеозоя реконструируются элементы океанического бассейна типа современных геосинклинальных котловин окраинных морей западной части Тихоокеанского пояса, уже говорилось в работах М. Б. Шарковского (1975), Н. А. Шило и др. (1976), Л. М. Натапова и др. (1977). Однако эта сложнейшая проблема еще далека от решения, особенно в отношении установления истинной конфигурации и генезиса намечающейся палеоокеанической структуры.

Рассмотренные особенности ордовикских отложений, на наш взгляд, полностью противоречат представлению об их платформенной природе. Это несомненно геосинклинальные образования, они в корне отличаются от синхронных отложений Сибирской платформы, представленных однообразными маломощными (250—600 м, редко больше) лагунно-морскими терригенно-карбонатными сериями.

Сходная картина фациальных изменений, с замещением карбонатных отложений терригенно-вулканогенными в направлении от окраинных поднятий Колымского массива к его центральной части, намечается и для более молодых палеозойских подразделений. Так, в хр. Арга-Тас недавно выявлена спилит-диабазовая формация девона (Натапов и др., 1977). Входящие в ее состав спилиты и диабазы переслаиваются с граувакками, алевролитами, известняками и кремнисто-глинистыми сланцами. Ранне- и среднедевонский возраст пород установлен по находкам кораллов и брахиопод. Он также подтверждается остатками конодонтов *Spathognathodus* (*Eognathodus*) *sulcatus* Philip, определенных М. Х. Гагиевым в известняках нашей коллекции.

Нет никаких оснований считать платформенными образованиями каменноугольные и пермские отложения Колымского массива. На Омудлевском поднятии, например, они образуют марганценовую кремнисто-сланцевую формацию мощностью до 2000 м (Мерзляков, 1971). Ее облик определяют кремнистые породы (лидиты, фтаниты и др.), ассоциирующие с глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, известняками, туффитами и туфами основного состава, а местами также с базальтами, спилитами и диабазами. Последние нередко залегают в виде силлов, даек и небольших штоков, что дает основание некоторым исследователям считать их траппами. Однако тесная ассоциация диабазов с кремнисто-сланцевой формацией — явление, совершенно нехарактерное для настоящих траппов. Эта особенность специально подчеркивалась Н. С. Шатским (1954).

Различные кремнистые породы, в том числе сургучные радиоляриевые яшмы в виде пластов мощностью 5—6 м, зафиксированы в составе каменноугольных и пермских отложений Алазейского плоскогорья. Последние вместе с верхним триасом и нижней юрой образуют вулканогенно-кремнисто-граувакковую формацию мощностью не менее 4500 м, с которой сочетается также кварц-кератофировая (или спилит-кератофировая) формация мощностью 1500 м (Лычагин и др., 1977). Обычно считается, что нижний и средний триас на Алазейском плоскогорье выпадают из разреза, а верхнетриасовая толща залегает на нижележащих породах с угловым несогласием. Однако этот вывод надежными фактическими материалами не обоснован. Не исключено, что нижне- и средне-триасовые отложения пока еще не обнаружены из-за недостаточной изученности района. Ведь даже хорошо обнаженный разрез норийского яруса мощностью 1500 м в правом обрыве р. Кыллах стал известным совсем недавно. В его составе преобладают граувакки, переслаивающиеся с пелловыми туфами среднего состава. В других выходах верхнего триаса кроме этих пород установлены глинистые сланцы, алевролиты, гравелиты и конгломераты. Сходным составом обладают нижнеюрские отложения. Средняя юра в этом районе, залегающая резко несогласно на всех более древних образованиях, начинается ряд морских и континентальных терригенных и вулканогенных моласс, формирование которых продолжалось до палеогена включительно.

Все сказанное о рифейско-палеозойских и мезозойских осадочных и осадочно-вулканогенных образованиях Колымо-Индибирского междуречья не позволяет считать их образованиями чехла срединного массива, а тем более платформ.

ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА КОЛЫМО-ИНДИГИРСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Как справедливо сказано в работе Г. А. Гринберга и др. (1977, стр. 43) «...большое значение для понимания природы Колымского массива имеют особенности проявившегося на нем... магматизма». Однако в качестве характерной черты изверженных пород этого района упомянутые авторы указывают лишь на повышенное содержание щелочей в некоторых их разновидностях. Вместе с тем игнорируются резко выраженный натриевый характер многих магматических пород центральной части Колымского массива, латеральные и вертикальные вариации их состава. Это вынуждает нас подробнее остановиться на данном вопросе.

Согласно разработанной авторами схеме (Лычагин и др., 1977), магматические образования центральной части Алазейской зоны (Колымского массива — по Г. А. Гринбергу и др., 1977) сформировались в следующей последовательности: 1 — рифейские — нижнепалеозойские (?) базальты и диабазы, 2 — средне- и верхнепалеозойские базальты, андезито-базальты, натриевые липариты (кварцевые кератофиры) и дациты (альбитофиры), диабазы и гранит-порфиры, 3 — верхнепалеозой-

ские плагиогранитоиды и габбро-диориты, 4 — верхнетриасовые — нижнеюрские (?) андезито-базальты и андезиты, 5 — верхнеюрские андезито-базальты и андезиты, 6 — верхнемеловые липариты, трахилипариты, трахиандезиты и трахиандезито-базальты, сиенито-диориты, граносиениты и щелочные граниты. Верхнетриасовые — нижнеюрские изливающиеся породы в первичном залегании не встречены, но продукты их размыва и туфы на 80—90% слагают соответствующие осадочные толщи, а также базальные конгломераты средней юры.

Рифейские — нижнепалеозойские (?) базальтоиды, метаморфизованные в условиях глаукофансланцевой фации, характеризуются малой дисперсией содержаний кремнезема, высокими содержаниями магнезии и двуокиси титана и низкими — глинозема и щелочных окислов при резком преобладании натрия над калием (таблица, колонка 1). Перечисленные особенности позволяют отнести их к типу примитивных океанических толеитов, характерных для ранней стадии развития эвгеосинклинальных прогибов (Пейве и др., 1972; Добрецов, 1974).

Среднепалеозойские вулканические породы основного состава (кенгельдинская толща) отличаются более низкими содержаниями магнезии и двуокиси титана и высокими — глинозема и окиси калия (таблица, колонка 2). Значительная величина дисперсии содержаний кремнекислоты свидетельствует о большей степени дифференцированности исходного расплава, а высокое содержание железа относительно магния при низкой глиноземистости позволяет рассматривать этот тип дифференциации как базальт-исландитовый. Средний состав базальтоидов близок к типу «траппов молодых платформ» В. А. Кутолина (1972) или к среднему составу спилита Н. Л. Добрецова (1974).

Верхняя часть разреза палеозоя сложена толщей натриевых липаритов (кварцевых кератофиров) и дацитов (альбитофиров), включающей редкие горизонты базальтоидов, подобных рассмотренным выше. Средний состав липарита, приведенный в таблице (колонка 3), соответствует составу геосинклинального липарита А. Ф. Белоусова и др. (1971) и сильно отличается от орогенных и платформенных липаритов этих же авторов, а также от липаритов девона Омолонского массива (таблица, колонка 14). Рассматриваемым породам, по-видимому, комагматичны позднепалеозойские плагиограниты (таблица, колонка 4).

Судя по петрографическому и химическому составу обломков в вулканогенно-терригенных породах и туфах верхнего триаса, нижней юры и в базальных конгломератах средней юры, состав вулканитов нижнего мезозоя существенно иной (таблица, колонка 5). Они относятся к известково-щелочной серии и соответствуют по составу андезиту или андезито-базальту, близким к вулканическим сериям окраин континентов или островных дуг, по А. Р. Мак-Берни (1972).

Продуктами орогенного магматизма в центральной части Алазейской зоны являются андезиты верхней юры (сходные по составу с нижнемезозойскими), а также трахиандезиты и калиевые липариты верхнего мела (таблица, колонки 6 и 7 соответственно), сопровождающиеся интрузивами сиенито-диоритов, граносиенитов и щелочных гранитов.

Главные тенденции эволюции состава основных и средних пород, развитых в центральной части Алазейской зоны, состоят в общем их раскислении, а также в уменьшении содержаний магнезии и двуокиси титана и увеличении глинозема и калия в образованиях одинаковой основности. Отмеченная направленность изменения состава пород (кроме общего раскисления) проявляется в виде латеральных вариаций от центра Алазейской зоны к ее периферии. В частности, подобное изменение имеет место для рифейских — нижнепалеозойских базитов по профилю Алазейское плоскогорье — Приколымье — верховья р. Омолон (таблица, колонки 1, 8, 13 соответственно).

Химические составы изверженных пород Кольмо-Индибирского междуречья (1—12) и Омолонского массива (13—14)
(в числителе — средние содержания окислов, в знаменателе — среднеквадратические отклонения. Пересчитаны на сухой остаток)

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	49,10 1,27	53,28 3,78	73,46 2,95	73,34 2,32	57,31 5,81	57,76 4,18	72,10 2,51	49,65 2,75	51,63 2,97	49,17 1,76	49,81 3,32	48,69 3,67	50,52 1,64	70,89 4,16
TiO ₂	2,21 0,51	1,80 0,87	0,53 0,16	0,54 0,15	0,90 0,17	1,30 0,53	0,18 0,12	2,02 0,92	1,28 0,73	1,90 0,78	0,82 0,22	1,51 0,45	1,85 0,81	0,31 0,16
Al ₂ O ₃	13,32 2,85	15,45 2,02	12,96 1,53	13,25 0,78	17,45 2,06	15,96 1,00	14,22 0,98	15,08 1,59	17,04 0,77	15,11 0,80	18,58 1,20	15,90 0,96	16,68 1,87	15,18 1,32
Fe ₂ O ₃ ⁺	12,66 1,63	11,80 2,55	4,20 0,70	3,39 0,57	7,19 2,36	7,73 1,50	2,94 0,80	11,79 2,05	10,58 2,05	11,46 0,68	8,72 1,13	12,17 1,21	13,54 1,65	3,32 1,36
FeO	8,66 2,35	4,79 1,68	0,89 0,35	1,02 0,36	2,74 1,00	3,16 1,19	0,14 0,06	7,02 1,50	6,33 2,72	8,03 2,16	5,27 1,97	7,71 2,38	5,40 0,91	0,85 0,69
MgO	10,88 2,26	7,76 1,98	1,42 0,78	2,69 1,30	6,55 1,87	6,20 1,56	0,67 0,46	9,75 1,23	6,23 2,10	10,39 1,82	5,56 2,33	8,72 2,39	6,32 2,02	1,44 1,16
CaO	22,29 1,16	3,90 0,99	5,42 1,20	4,46 0,44	3,83 0,58	3,85 0,26	3,63 0,46	2,56 0,65	4,83 1,20	2,44 0,66	3,44 0,85	4,32 1,21	3,25 1,16	3,67 0,91
Na ₂ O	0,45 0,38	0,78 0,70	0,95 0,73	1,14 0,64	1,55 0,65	2,19 0,72	5,18 1,04	0,39 0,25	1,46 0,75	0,84 0,41	313 1,22	0,63 0,46	1,63 0,72	4,24 0,99
K ₂ O	0,29 0,07	0,31 0,19	0,17 0,04	0,13 0,05	0,11 0,07	0,10 0,07	0,07 0,05	0,30 0,18	0,45 0,28	0,26 0,18	0,25 0,15	0,23 0,14	0,30 0,20	0,06 0,04
Число анализов	14	7	7	9	6	11	10	17	6	10	10	17	20	183

Примечание. 1—7 — Алазейское плоскогорье: 1 — базальты рифея — нижнего палеозоя (?), 2 — базальты среднего палеозоя, 3 — натриевые липариты («кварцевые кератофирмы») верхнего палеозоя, 4 — позднепалеозойские плагиограниты, 5 — нижнемезозойские андезитонды, 6 — верхнемеловые трахандезиты, 7 — верхнемеловые липариты; 8—10 — Прикольмье: 8 — диабазы рифея — нижнего палеозоя (?) (чилистянский комплекс), 9 — базальты верхнего девона (белоноченский комплекс), 10 — базальты верхнего палеозоя (иятвенский комплекс); 11—12 — хр. Арга-Тас: 11 — базальты ордовика, 12 — базальты девона; 13—14 — Омолонский массив: 13 — базальты рифея (?), 14 — липариты девона (кедонская серия).

Использованы анализы, опубликованные в работах В. М. Мерзлякова и П. П. Лычагина (1973), А. К. Савосиной и др. (1975), В. И. Соловьева (1976), И. П. Сыркина (1975), В. А. Шишкина (1975), а также оригинальные анализы образцов из коллекций авторов.

В Рассошинской зоне развиты ордовикские базальтоиды, охарактеризованные в работе В. М. Мерзлякова и П. П. Лычагина (1973). Они отличаются низкими содержаниями титана, магнезии и извести и высокими глинозема и окиси калия (таблица, колонка 11), что сближает их с особым типом геосинклинальных базитов (Ротман, Марковский, 1974). В работе Г. А. Гринберга и др. (1977) ордовикские базальтоиды общоно рассматриваются в качестве юрских и среднепалеозойских. Подробнее этот вопрос освещен в специальной статье (Мерзляков, Лычагин, 1979).

Несколько повышенное содержание калия (сравнительно с породами Алазейского плоскогорья) характерно для средне- и позднепалеозойских пород Приколымья, хр. Арга-Тас и Селенняхского кряжа. Обращает на себя внимание высокая магнезиальность пород (таблица, колонки 9, 10, 12). В Селенняхском кряже и на Приколымье известны также интрузивы, входящие в так называемые томмотский и нятвенский комплексы. Они близки по составу к образованиям габбро-сиенитовой формации, в частности к одному из типичных ее представителей — Узасскому массиву (Кузнецов, 1964). Г. А. Гринберг и др. (1977) относят их к формации ультраосновных — щелочных пород, что является явным недоразумением.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ КОЛЫМО-ИНДИГИРСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Большая часть обширной территории, где обычно выделяется Колымский массив, погребена под покровом позднемезозойских и кайнозойских отложений. Фрагменты структур, образованных более древними комплексами, вскрыты лишь на Алазейском плоскогорье и в горном обрамлении Колымо-Индигирской низменности.

На Алазейском плоскогорье обнажается часть складчатой зоны северо-восточного простираения (Лычагин и др., 1977). В целом вырисовывается крупная антиклинальная структура, нарушенная многочисленными, преимущественно продольными разломами, в том числе надвигами. Ее ядро сложено среднепалеозойской толщей, здесь же в отдельных блоках и чешуях выступает рифей — нижний палеозой (?). В крыльях антиклинали наблюдаются моноклинали, сложенные породами карбона, перми, триаса и нижней юры, ограниченные разломами. Средне- и верхнеюрские толщи залегают на более древних с резким структурным несогласием, с базальными конгломератами в основании. Дислоцированы они значительно слабее, образуя простые брахискладки, осложненные только у разломов. Меловые и кайнозойские толщи лежат субгоризонтально.

На Юкагирском плато, в горной системе Черского и хр. Улахан-Сис хорошо вскрыты складчато-глыбовые структуры, образованные преимущественно палеозойскими и докембрийскими комплексами. Выделяются фрагменты линейных складок, но преимущественно развиты моноклинали, ограниченные разломами. Степень дислоцированности докембрийских, палеозойских и нижнемезозойских толщ практически одинакова, хотя местами четко выражено преддевонское структурное несогласие. Резко несогласно на палеозойском — нижнемезозойском складчатом комплексе залегают отложения средней — верхней юры. Особенности морфологии структур Омuleвского и Приколымского поднятий детальнее рассмотрены в работах В. М. Мерзлякова (1971) и М. Б. Щарковского (1975).

В корне изменилось представление о строении так называемой Момо-Зырянской впадины или прогиба. Если ранее эта структура сравнивалась по всем признакам с краевыми прогибами типа Приверхожанского,

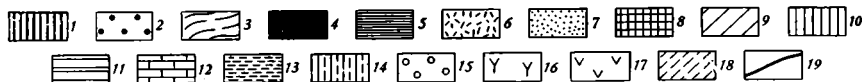
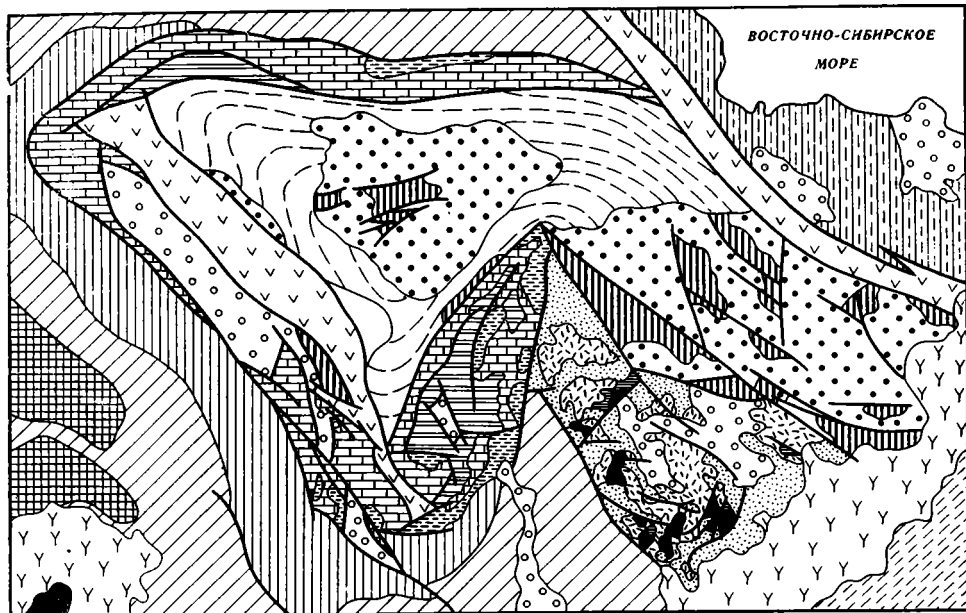


Схема тектоники центральных районов Северо-Востока СССР

1—17 — Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область. 1—3 — Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система (1 — складчатые структуры собственно геосинклинального комплекса — рифей — нижняя юра, 2 — структуры орогенного комплекса — средняя юра — палеоген, 3 — структуры, перекрытые кайнозойскими толщами и выраженные в геофизических полях); 4—13 — Яно-Колымская миегеосинклинальная система: 4—7 — срединные массивы с обнаженным фундаментом (4 — выступы дорифейских кристаллических пород; 5—7 — чехол: 5 — нижний структурный ярус — рифей — ордовик, 6 — средний структурный ярус — девон, 7 — верхний структурный ярус — карбон — средняя юра), 8 — срединные массивы с погруженным фундаментом, 9 — складчатые структуры обрамления массивов, 10 — Иньяли-Дебинская зона линейной изоклинальной складчатости, 11—13 — складчато-глыбовые поднятия, сложенные рифейско-мезозойскими комплексами (11 — верхний протерозой — кембрий, 12 — ордовик — девон, 13 — карбон — средняя юра); 14 — Чукотская миегеосинклинальная система: 15 — орогенные структуры миегеосинклиналей; 16 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 17 — складчатые зоны позднемезозойских регенерированных эвгеосинклиналей; 18 — Корякско-Камчатская кайнозойская складчатая область; 19 — главнейшие зоны разломов

то теперь она рассматривается в качестве сложно построенной регенерированной эвгеосинклинальной зоны (Красный, 1974).

Итак, новые геологические материалы не согласуются с представлениями о Колымского массиве. Они заставили нас отказаться от этой концепции. Сейчас на месте бывшего массива выделяется ряд других элементов (рисунок). Центральную часть региона занимает Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система. Большие части окраинных поднятий (Омулевского, Приколымского), или блоковых антиклинорий, и Омолонский срединный массив рассматриваются в составе Яно-Колымской миегеосинклинальной системы. В единую систему все эти элементы объединяет самый главный признак — наличие дорифейской континентальной коры, существование которой подтверждается выступами архейско-протерозойского гранитизированного фундамента на срединных массивах, формационным составом фанерозойских толщ, их структурными особенностями и сиалическим (гранитоидным) характером магматизма. Напротив, нет оснований считать, что такая кора (или ее крупные блоки) распространена в обширном междуречье Колымы и Индигирки. Этому противоречат, в частности, фемический профиль магма-

тизма Алазейской зоны, отсутствие аркозового материала по всему ее разрезу, который бы свидетельствовал о размыве древнего гранитизированного основания, а также геофизические данные.

Так, по Ю. Я. Ващилу (1977), геофизический «базальтовый» слой в пределах Алазейской зоны гипертрофирован. В ее центральной части на уровне среза 10 км по гравиметрическим данным выявляется ряд участков с высокими плотностями (2,98—3,00 г/см³ и более), что соответствует основным и ультраосновным породам.

Большое значение для интерпретации глубинной структуры Алазейской зоны имеют данные аэромагнитной съемки. По ним прекрасно выявляются не только ее общий структурный план, но и тесные связи ее с Олойской зоной. Именно это обстоятельство наряду с большим сходством в геологическом строении обеих зон позволило объединить их в единую Алазейско-Олойскую складчатую систему (Шило и др., 1973).

В развитии Алазейско-Олойской системы в соответствии с современными воззрениями (Пейве и др., 1972, и др.) может быть намечено три стадии — океаническая (рифей — ранний палеозой?), переходная (средний палеозой — юра) и континентальная (мел — кайнозой).

Таким образом, формационные особенности осадочно-вулканогенных толщ и интрузивных пород, характер регионального метаморфизма, общий стиль тектоники, геофизические данные и направленность процесса эволюции позволяют сделать вывод о том, что Алазейско-Олойская складчатая система развивалась на древнем (дорифейском) меланократовом основании. Его фрагментами, выступающими на дневной поверхности, считают блоки гипербазитов в Алучинском районе (Тильман и др., 1977). Однако этот вопрос нуждается в специальном изучении. Есть основания предполагать, что гипербазиты будут обнаружены в дальнейшем на Алазейском плоскогорье и в прилегающих к нему низменностях. Об этом свидетельствует повсеместная «зараженность» аллювия речной сети хромшпинелидами, а также пока еще единичные находки серпентинитов в бассейне р. Кыллах (Натапов и др., 1977).

Выделение Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной складчатой системы вместо Колымского массива позволило выработать новую схему тектонической и металлогенической зональности северо-востока советской Азии (Шило и др., 1976).

Литература

- Аникеев Н. П., Васьяковский А. П., Драбкин И. Е., Попов Г. Г., Титов В. А. Тектоника — в кн.: Геология СССР, т. XXX, Северо-Восток СССР, кн. 2. М., «Недра», 1970.
- Белоусов А. Ф., Налетов Б. В., Полякова З. Г. Статистическое сравнение химизма кислых вулканитов геосинклинальных, орогенных и платформенных областей и вопросы их петрогенезиса. — Геол. и геофизика, 1970, № 10.
- Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М., «Наука», 1963.
- Ващилу Ю. Я. Некоторые геофизические аспекты проблемы Колымского массива. В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ, вып. 77. Магадан, 1977.
- Гребенников Г. А., Работнов В. Т., Спектор В. Б. К стратиграфии верхнего докембрия Селенныхского кряжа. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974.
- Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Милановский Е. Е., Мокшанцев К. Б., Славин В. И., Хаин В. Е. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Гуляев П. В. К тектонике Алазейского поднятия. — Геотектоника, 1975, № 6.
- Гусев Г. С., Третяков Ф. Ф. Верхояно-Чукотская область. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М., «Наука», 1977.
- Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Драневский Я. А., Гольбрайх И. Г. К проблеме Колымского массива. — Геотектоника, 1977, № 4.

- Дубовиков Л. К., К вопросу о возрасте метаморфических толщ Тас-Хаяхтахского антиклинория.—Матер. по геол. и полезн. ископаемым Якутской АССР, вып. XVI. Якутск, 1970.
- Иванов О. Н. Геология Алазейского нагорья в связи с тектоническим районированием Северо-Востока СССР.— В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, 1975.
- Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Тектоника Дальнего Востока.— Геол. и геофизика, 1977, № 11.
- Красный Л. Л. Особенности геологического строения и развития Ильинь-Тасской зоны (Северо-Восток СССР). Автореферат канд. дис. Владивосток, 1974.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Пономарева Л. Г., Терехов М. И., Хмельникова О. С. Глаукофансланцевый метаморфизм Алазейского плоскогорья.— Матер. по геол. и полезн. ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 22. Магадан, 1975.
- Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Терехов М. И. Геология Алазейского плоскогорья.— В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ, вып. 77. Магадан, 1977.
- Мак-Берни А. Р. Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых поясов.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия (Северо-Восток СССР). М., «Наука», 1971.
- Мерзляков В. М. Эволюция представлений о Колымском массиве.— В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ, вып. 77. Магадан, 1977.
- Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикском вулканизме Северо-Востока СССР.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., «Наука», 1973.
- Мерзляков В. М., Терехов М. И., Бялобжеский С. Г. О срединных массивах Северо-Востока СССР— Геотектоника, 1974, № 5.
- Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Уочатский метаморфический комплекс.— В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ, вып. 77. Магадан, 1977.
- Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикских вулканитах в связи с проблемой Колымского массива.— Геотектоника, 1979, № 1.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Лутц Б. Г., Петров А. Ф., Славенков Ю. Л., Фрумкин И. М., Штех Г. И., Тектоника Якутии. М., «Наука», 1975.
- Мокшанцев К. Б., Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Милановский Е. Е., Славин В. И., Хаин В. Е. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных. Тез. сем. Тектонического комитета СССР (ротап rint). М., 1976.
- Муратов М. В. Основные тектонические подразделения территории Советского Союза.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Наталов Л. М., Зоненшайн Л. П., Шульгина В. С., Сурмилова Е. П., Дегтярев В. С., Савосина А. К., Артемов А. В., Кац А. Г., Ставский А. П. Геологическое развитие Колымо-Индигирского региона и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4.
- Объяснительная записка к Тектонической карте СССР и сопредельных стран м-ба 1 : 5 000 000. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцов С. В., Богданов Н. А., Буртман В. А., Виннигер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12.
- Пейве А. В., Зоненшайн Л. П., Книппер А. Л., Марков М. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Пушаровский Ю. М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды северо-восточной Азии. Тектоника СССР, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ротман В. К., Марковский Б. А. О притихоокеанских геосинклинальных базитах.— В кн.: Актуальные проблемы современной петрографии. М., «Наука», 1974.
- Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная области Северо-Востока СССР.— Уч. зап. НИИГА. Регион. геол., вып. 15. Л., 1969.
- Сакс В. Н., Моор Г. Г. Геология и петрография Алазейского плато.— Тр. ГГУ ГУСМП при СНК СССР, т. 5. Л.— М., Изд-во Главсевморпути, 1941.
- Соловьев В. И. Сопоставление позднемеловых вулканических комплексов Куйдусунской и Бадярихской впадин.— В кн.: Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Сыркин П. П. Нягвенский комплекс Приколымья — аналог трапповой формации Сибирской платформы.— В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии, ч. 2. Магадан, 1975.
- Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4.

- Шарковский М. Б.* Тектоника Колымо-Индибирского междуречья.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Шатский Н. С.* О марганценосных формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4.
- Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М.* Алазейско-Олойская эвгеосинклиальная система — новый элемент мезозоид Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.
- Шило Н. А., Гельман М. Л., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М.* Новая зона глаукофанового метаморфизма в Тихоокеанском поясе.— Докл. АН СССР, 1973, т. 213, № 6.
- Шило Н. А., Бабкин П. В., Белый В. Ф., Мерзляков В. М., Сидоров А. А., Терехов М. И.* Новая схема тектонической и металлогенической зональности северо-востока советской Азии.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. Докл. сов. геологов XXV сес. МГК. М., «Наука», 1976.
- Шишкин В. А.* Метаморфический комплекс Приколымского поднятия. М., «Наука», 1979.

СВКНИИ
ДВНЦ АН СССР
Магадан

Статья поступила
18 сентября 1978 г.

УДК 551.243 (234.85 + 235)

А. В. ГОРЯЧЕВ

О СТРОЕНИИ И СТРУКТУРНОМ ПОЛОЖЕНИИ УРАЛО-ОМАНСКОЙ ЗОНЫ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Рассмотрены строение и история тектонического развития Урало-Оманской зоны глубинных разломов, состоящей из системы погребенных под мезозойским и кайнозойскими образованиями меридиональных грабенов и горстов. Зона заложилась в докембрии, была активной в течение всего фанерозоя, когда являлась резкой структурно-тектонической границей, разделявшей Туранскую эпипалеозойскую плиту и Альпийский пояс на западную и восточную части. Эти части отличались временем консолидации фундамента плиты, интенсивностью и знаком тектонических движений, мощностями и фациями мезозойских и кайнозойских осадков, простиранием и временем формирования складчатости Альпийского пояса. Зона разделяет эпигерцинский Урал и эпикаледонскую Казахскую складчатую страну, на юге вкрест простирания пересекает Альпийский пояс. Она представляет собой одну из древних регматических (планетарных) трещин Евразийского материка, глубинные разломы которой, возможно, поднимаются к поверхности из верхней мантии. На юге на трещину наложился Альпийский пояс, тектонические движения которого активизировали разломы этой ее части, в силу чего она стала здесь тектонически и сейсмически активной.

Среди ряда закономерно ориентированных нарушений сплошности земной коры, которые У. Хоббс (Hobbs, 1911) назвал линеаментами, Р. Зандер (Sonder, 1938) — крупнейшими регматическими трещинами, а большинство современных исследователей — глубинными разломами, особое место занимает огромная сложно построенная система нарушений Евразийского материка, простирающаяся в меридиональном направлении от Северной Земли до Аравийского полуострова. Система состоит из ряда кулисообразно подставляющих друг друга сбросов, взбросов, надвигов и отчасти сдвигов Уральского хребта, Урало-Оманской зоны глубинных разломов, разломов Оранч-Нал и Чаманского в Пакистане. По своим масштабам система принадлежит к одному из самых грандиозных нарушений поверхности Земли. Структурное положение системы, как и ее роль в строении Евразийского материка, до сих пор еще не выяснены; изучена она слабо. Однако некоторое относительно верное представление о ее положении в общей структуре материка, а также об особенностях строения системы дает наиболее крупный и изученный ее элемент — Урало-Оманская зона глубинных разломов.

Урало-Оманская зона разломов имеет ширину от нескольких десятков до 100 км и простирается в меридиональном направлении на 3,5 тыс. км от района г. Кустаная в Восточном Зауралье на севере до Оманского полуострова на юге (рис. 1). Подавляющая часть разломов зоны скрыта под мощным комплексом мезозойских и кайнозойских образований. Поэтому обычными геологическими методами отдельные разломы не всегда могут быть прослежены, они устанавливаются геофизическими методами, но вместе с тем зона в целом хорошо выражена геоморфологически. В рельефе ей отвечает вытянутая с севера на юг гигантская депрессия, пересекающая как равнинные, так и горные области Евразийского материка. На севере депрессии отвечает Тургайский прогиб, разделяющий Урал и мелкосопочный Казахстан. Южнее с ней совпадает

впадина Аральского моря, береговые уступы которого, так называемые чинки, протягиваются за пределы впадины и подчеркивают генеральное простираание депрессии. В пределах Туранской низменности депрессия плохо различима в рельефе, но южнее, в Иране и Афганистане, она вновь хорошо прослеживается. Она пересекает здесь субширотно ориентированные альпийские горные цепи и выражена столь четко, что по ней проведена ирано-афганская государственная граница.

Огромное структурно-тектоническое значение этой зоны разломов состоит в том, что она рассекает крупнейшие разновозрастные и разные по строению структурные элементы: эпипалеозойскую Туранскую плиту и Альпийский складчатый пояс в пределах Евразийского материка, а также восточный край Афро-Аравийской эппротерозойской платформы; при этом Альпийский пояс зона рассекает резко дискордантно, несогласно с его простираанием.

Впервые на столь огромное нарушение сплошности земной коры обратил внимание Р. Фюрон (Furon, 1936, 1941), который подметил резкое различие в простираании складчатых сооружений Ирана и Афганистана по разные стороны линии, которую он назвал Урало-Оманской осью. Несколько позже, в 1952 г., Н. С. Шатский в одном из докладов высказал предположение о существовании по Урало-Оманской оси крупного меридионального разлома. После Н. С. Шатского многие участки этого разлома с разной степенью детальности исследовали и описали Г. И. Амурский, Д. М. Мильштейн, Л. Н. Смирнов (1961), Г. И. Амурский, А. А. Борисов (1964), Г. И. Амурский (1964, 1966, 1968), Г. И. Амурский, Л. Н. Смирнов (1966), Г. И. Амурский, Б. М. Гейман, В. Г. Коц (1966), В. Г. Казьмин, В. В. Кулаков (1969), В. В. Кулаков (1970), В. Е. Хаин (1964, 1969), В. Е. Хаин, Я. Г. Кац, А. Г. Селецкий, В. И. Славин, Т. П. Ануфриюк (1973). Но наиболее полно, с учетом некоторых геофизических данных Урало-Оманскую зону рассмотрел Г. И. Амурский (1976), который вслед за В. Е. Хаиным отнес ее к категории линеаментов. Г. И. Амурский отметил, что Урало-Оманский линеамент создан парными системами региональных разломов и состоит из ряда звеньев: Аральского, Восточного-Заунгузского, Герирудского и Афганского. Линеамент рассекает и разделяет как разнородные участки платформы, так и Альпийско-Гималайскую область. По данным Г. И. Амурского, влияние зоны разломов на строение Средней Азии проявилось в образовании сигмоиды складчатой системы Аладаг — Биналуд — Паропамиз. Она же обрезала с востока копетдагскую часть Альпийской геосинклинали, придала характерный рисунок неоген-четвертичным прогибам южной части Туранской плиты и разделила Альпийскую складчатую область на миоинклинальную (Копетдаг) и эпиплатформенную (Банди-Туркестан) части. Г. И. Амурский рассматривал зону как образование, близкое по своему строению к рифтам.

СТРОЕНИЕ ЗОНЫ

Новейшие геолого-геофизические данные о пространственном положении крупнейших разломов Средней Азии, значительная часть которых погребена под платформенным чехлом Туранской плиты, как и данные о мощности этого чехла, указывают на более сложное строение и историю развития Урало-Оманской зоны, чем это представлялось совсем недавно. Установлено, что с зоной разломов связана система крупных и сложно построенных грабенов, что ее разломы глубоко проникают в кору и смещают на глубине сейсмические границы, что в течение длительного отрезка истории зона являлась резкой границей, разделявшей области с разным размахом тектонических движений, что запечатлено в фациях и мощностях соответствующих отложений. Установлено также, что в настоящее время зона тектонически активна лишь на юге.

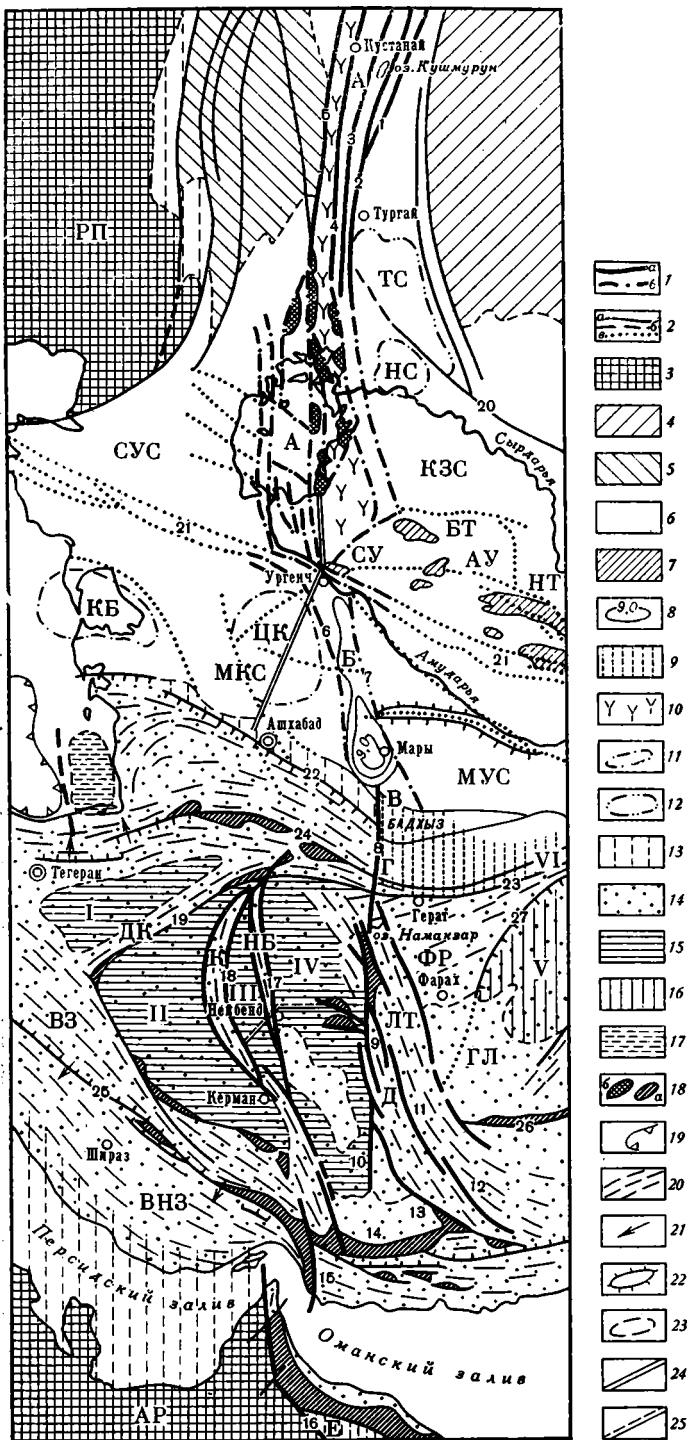


Рис. 1.

в пределах Альпийского пояса и отчасти ближайших к нему участков Туранской плиты. Уточнено строение как всей зоны в целом, так и ее отдельных звеньев, отличающихся друг от друга деталями строения. В границах зоны сейчас выделяются шесть таких звеньев: Арало-Тургайское, Хивинское, Серахс-Тедженское, Герирудское, Лутское и Оманское. Границы звеньев определяются тем, что зона рассечена двумя крупными полосами поперечных к ее простиранию разрывных нарушений: Мангышлак-Предкызылкумской системой взбросов и сбросов, представляющих юго-восточное продолжение Днепровско-Мангышлакского авлакогена, и Предкопетдагской системой разломов, простирающейся по границе Альпийского пояса с Туранской плитой.

Первое, северное Арало-Тургайское звено прослеживается на отрезке в 1400 км от Восточного Зауралья (район Кустаная) на севере до горного массива Султан-Уиздаг на юге, где срезается Мангышлак-Предкызылкумской системой сбросов, взбросов и отчасти сдвигов (см. рис. 1). На севере, в Тургайском прогибе, звено состоит из ряда параллельных и кулисообразно подставляющих друг друга глубинных длительно развивающихся разломов: Севастопольского, Марьевского, Центрально-Тургайского, Боровского, Ливановского и др., прослеживаемых геофизическими методами и далее к югу под чехлом Туранской плиты (Гарецкий, Кирюхин, 1974; Булина и др., 1974; Буш и др., 1975). Этот чехол сложен разнообразными по составу и мощности платформенными образованиями, отвечающими широкому стратиграфическому диапазону от лейаса (иногда рэтского яруса верхнего триаса) до антропогена включительно.

Рис. 1. Схема строения и структурного положения Урало-Оманской зоны глубинных разломов.

1 — глубинные разломы Урало-Оманской зоны: а — установленные геологическими методами, б — установленные геофизическими методами; буквами обозначены звенья разломов: А — Арало-Тургайское, Б — Хивинское, В — Серахс-Тедженское, Г — Герирудское, Д — Лутское, Е — Оманское; цифрами — глубинные разломы: 1 — Марьевский, 2 — Севастопольский, 3 — Центрально-Тургайский, 4 — Боровской, 5 — Ливановский, 6 — Беурдешский, 7 — Хорезм-Мургабский, 8 — Герирудский, 9 — Восточно-Нехский, 10 — Кехуракский, 11 — Захеданский, 12 — Сареванский, 13 — Южно-Забойский, 14 — Фенуи, 15 — Минабский, 16 — Оманский, 17 — Найбендский, 18 — Кухбенанский, 19 — Большой Кавирский (Дорунехский), 20 — Таласо-Ферганский, 21 — Мангышлак-Предкызылкумские разломы, 22 — Копетдагский, 23 — Гератский, 24 — Шахрудский, 25 — Загрос, 26 — Тарнакский, 27 — Хашрудский, или Гильмендский; 2 — прочие разломы: а — установленные геологическими методами, б — предполагаемые, в — установленные геофизическими методами; 3 — платформы: РП — Русская, АР — эпипротерозойская Афро-Аравийская; 4 — эпикаледонская Казахская складчатая страна; 5 — эпигерцинский Урал; 6 — эпипалеозойская Туранская плита, включающая сегменты. СУС — Северо-Устюртский, КЗС — Кызылкумский, МКС — Мангышлак-Каракумский, МУС — Мургабский; 7 — выходы на поверхность фундамента Туранской плиты: СУ — горы Султан-Уиздаг, БТ — Букантау, АУ — Ауминзтау, ТТ — Тамдытау, НТ — Нуратау; 8 — участки максимальной мощности пород платформенного чехла Туранской плиты в пределах Урало-Оманской зоны, в км; 9 — участки Туранской плиты и срединных массивов, переработанные альпийскими движениями; 10 — раннекаменноугольная Валерьяновская вулканическая гряда; 11 — некоторые антеклизы: КБ — Кара-Богаз-Гольская, ЦК — Центрально-Каракумская, НС — Нижнесырдарьинская; 12 — синеклизы (ТС — Тургайская); 13 — предгорные прогибы, не разделенные по возрасту; 14 — Альпийский пояс, включающий: ВЗ — внутреннюю зону складчатой системы Загроса, ВНЗ — внешнюю зону той же системы, зоны смятия: ДК — Деште-Кевирскую, К — Керманскую, НБ — Найбендскую, ЛТ — Лутскую, ФР — Фарахрудскую; ГЛ — Гильмендская впадина; 15 — Центрально-Иранский срединный массив Альпийского пояса, включающий: I — относительно опущенный Деште-Кевирский блок, II — относительно поднятый Пеште-Бадамский блок, III — Тебесский, IV — Лутский блоки; 16 — Центрально-Афганский срединный массив Альпийского пояса, включающий: V — относительно поднятый Гильменд-Аргандабский блок, VI — западное окончание сильно переработанного альпийскими движениями Нуристанского срединного массива; 17 — Южно-Каспийский проблематичный срединный массив; 18 — офиолиты (а — меловые, б — домезозойские); 19 — участки Альпийского пояса с океанической корой; 20 — простирание складчатости; 21 — вергентность складчатости; 22 — Восточно-Заунгузская цепь валов; 23 — геологические контуры; 24 — направление сейсмического разреза (ГСЗ); 25 — направление геологического разреза

Породы чехла подстилаются «промежуточным» слоем, состоящим из пермо-триасовой молассы, ниже которой находится фундамент плиты, состоящий из метаморфических и кристаллических пород палеозойского и докембрийского, возможно, рифейского возраста. Разломы рассекают толщу земной коры на всю ее мощность и, по данным глубинного сейсмического зондирования (ГЗС), проведенного севернее Аральского моря (Кунин, 1972), смещают поверхность Мохоровичича с амплитудой до 5 км. С частью разломов связаны выходы ультрабазитов (Голуб, 1964).

Для внутренней структуры Арало-Тургайского звена характерны вытянутые в меридиональном направлении грабены, выполненные молассой пермо-триаса или терригенными угленосными образованиями юры, а также разделяющие их горсты, сложенные более древними породами. В южном направлении по мере погружения фундамента плиты и возрастания мощности платформенного чехла в последнем широко развиты платформенные структуры, отражающие движения блоков фундамента. По северному побережью Аральского моря эти структуры представлены сменяющими друг друга с востока на запад вытянутыми в меридиональном направлении Аральской плакосинклинальной и Коктурмакской плакантиклинальной зонами, Чокусинской плакосинклинальной цепью, плакантиклинальной цепью Малых Барсуков, Тугузской плакосинклинальной цепью, Тасаранской плакантиклинальной цепью и др. Сама впадина Аральского моря, занимающая южную наиболее расширенную часть звена, состоит из ряда крупных ориентированных в меридиональном направлении, рассеченных поперечными разломами грабенов, выполненных породами платформенного чехла и новейшими озерными осадками суммарной мощностью от 2 до 4 км.

Арало-Тургайское звено отчленяет эпигерцинский Урал от эпикаледонской Казахской складчатой страны и разделяет эпипалеозойскую Туранскую плиту на Кызылкумскую и расположенную западнее Северо-Устюртскую части (сегменты), отличающиеся временем консолидации фундамента, глубиной его залегания, мощностью и полнотой стратиграфического разреза платформенного чехла. Анализ орогенных формаций Туранской плиты, указывающих на время консолидации ее фундамента, показывает, что консолидация Северо-Устюртского сегмента произошла в раннем палеозое, а Кызылкумского — в средне-позднекаменноугольное время (Быков, Гаврилов, 1969). При этом обнаруживается, что Кызылкумская часть плиты относительно приподнята, а Северо-Устюртская опущена. В первой, разбитой разломами на ряд блоков, фундамент находится в среднем на глубине 0,5—1 км, а в наиболее поднятых блоках — в горных массивах Султан-Уиздаг, Букантау, Тамдытау, Нуратау и др. — он выведен на поверхность. В то же время фундамент Северо-Устюртского сегмента опущен до 3—5 км, а в отдельных грабенах — до 10—12 км (Гарецкий, Кирюхин, 1974; Буш и др., 1975).

Второе, Хивинское звено разломов простирается южнее. С севера оно обрезано той же Мангышлак-Предкызылкумской системой разломов, а с юга — разломами Предкопетдагского прогиба. С Арало-Тургайским звеном оно имеет общие разломы. Однако основная масса последних развита восточнее, поэтому Хивинское звено по отношению к Арало-Тургайскому оказывается как бы смещенным к востоку на 50—70 км. По кровле фундамента и по подошве платформенного чехла Хивинское звено выражено крупным, до 50 км ширины Хивинским грабеном, выполненным породами «промежуточного» слоя и платформенного чехла. С востока грабен ограничен крупным Хорезм-Мургабским разломом, осложненным Кошуйско-Восточнозаунгузской системой валов (Кравченко и др., 1973), а с запада — Беурдешикским сбросом, отчленяющим грабен от Центрально-Каракумского свода. В фундаменте Беурдешикский сброс сопровождается рядом дополнительных нарушений, установленных по резкому перепаду значений силы тяжести (Амурский, 1976).

Ось Хивинского грабена круто погружается в южном направлении, в соответствии с чем на широте гор Султан-Уиздаг дно грабена находится на глубине 1—1,5 км, а на юге — на глубине 15 км. В том же южном направлении возрастает мощность платформенного чехла, выполняющего грабен, от 1 км в области его торцового сочленения с Мангышлак-Предкызылкумской зоной разломов до 9 км близ Предкопетдагского прогиба (Гарещкий, Кирюхин, 1977; Буш и др., 1975). Этот крупный, единый по строению и выдержанности грабен осложнен несколькими субширотными разломами, которые, однако, существенно не влияют на его общую структуру.

По данным ГСЗ, в зоне пересечения Хивинского грабена с Мангышлак-Предкызылкумской системой разломов сейсмические границы повторяют структуру грабена до глубины 20—25 км (рис. 2). Однако поверхность Мохоровичича здесь существенно не нарушена, и в широкой полосе, охватывающей как грабен, так и Центрально-Каракумский свод (антеклизу), она поднята относительно соседних областей на 5—10 км и находится в общем на глубине 40 км (Рябой, 1966; Вольвовский, 1975). Но не исключено, что этот разрез не характеризует особенности строения собственно Урало-Оманской зоны разломов в целом, поскольку относится к области ее пересечения с субширотными разломами Мангышлак-Предкызылкумской системы.

Хивинское, как и Арало-Тургайское, звено разломов разделяет Туранскую плиту на два сегмента, но в отличие от последнего звена соотношение поднятых и опущенных частей здесь обратное: относительно поднят западный Мангышлак-Каракумский и опущен восточный Мургабский сегмент. Подошва платформенного чехла первого сегмента в границах Центрально-Каракумского свода находится в среднем на глубине 2—3 км, второго — на глубине 5—6 км.

К востоку от Хивинского звена аномалии магнитного поля, отражающие строение фундамента Туранской плиты, при четко выдержанной линейной ориентировке имеют на юге северо-западное, а на севере субмеридиональное простирание, в то же время к западу от Урало-Оманской зоны они приобретают широтное и субширотное направление (Глазунова, 1964). Подобная картина магнитного поля наряду с разным возрастом орогенных формаций, принимающих участие в строении Мангышлак-Каракумского и Мургабского сегментов, указывает не только на разное строение, но и на разный возраст консолидации фундамента сегментов, как установлено, пермо-триасовый в пределах Мангышлак-Каракумской части плиты и, по-видимому, позднетриасовый в Мургабском сегменте на юге (Быков, Гаврилов, 1969).

Южным продолжением Хивинской системы нарушений является Серахс-Тедженское звено, простирающееся от юго-восточных Каракумов до советско-иранской государственной границы, где оно срезается восточным продолжением Предкопетдагской системы глубинных разломов. Геофизические данные указывают на существование здесь на глубине разломов, расчленяющих фундамент Бадхыза на блоки разной формы и размера. Их число в границах Серахс-Тедженского звена столь велико, что прослеживание и сопоставление разломов представляет большие трудности, что привело к появлению в печати ряда несопоставимых друг с другом структурно-тектонических схем различных авторов. Сейчас кажется наиболее правильным считать, что западным ограничением Серахс-Тедженского звена является Серахский, или Тедженский, по В. В. Кулакову (1970), разлом, совпадающий с вытянутой в меридиональном направлении долиной р. Теджен, а восточным — безымянное южное продолжение Хорезм-Мургабского разлома, простирающееся на глубине параллельно нижнему отрезку долины р. Мургаб.

В границах Серахс-Тедженского звена выделяются два резко отличных друг от друга участка: погружающийся в западном направлении

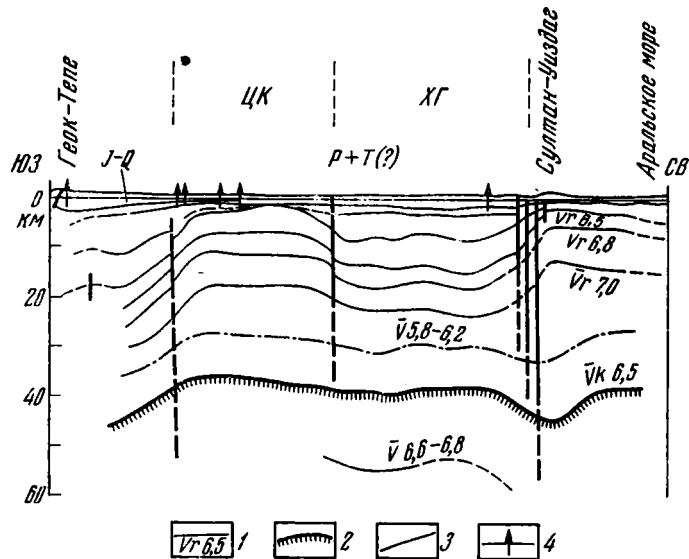
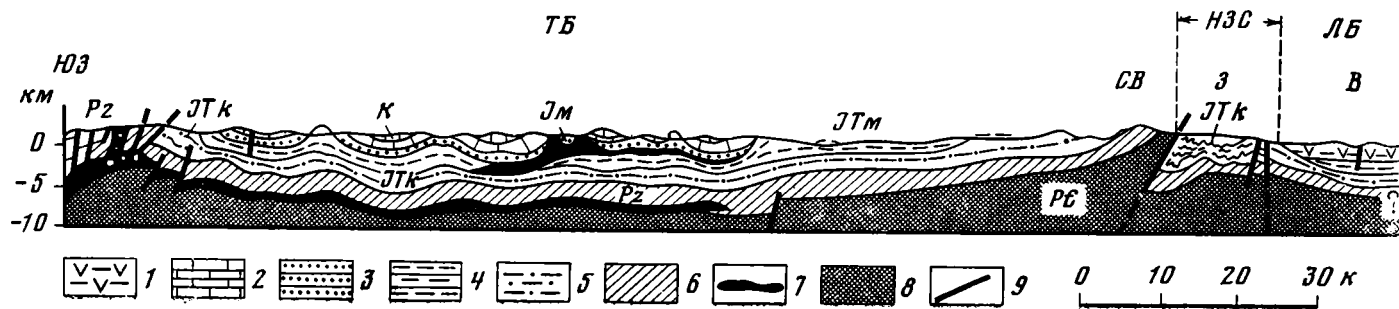


Рис. 2. Сейсмический разрез земной коры по профилю ГСЗ Копетдаг — Аральское море. По В. З. Рябому (1966), с дополнениями автора. Направление разреза см. на рис. 1.

1 — сейсмические границы и скорости сейсмических волн; 2 — граница Мохоровичича; 3 — разломы, пунктиром показаны разломы предполагаемые; 4 — буровые скважины; ХГ — Хивинский грабен, ЦК — Центрально-Каракумская антеклиз

Рис. 3. Геологический разрез через Найбендскую зону смятия. По Дж. Штеклину (Stöcklin, 1968). Упрощено.

1 — вулканогенные породы эоцена; 2 — известняки мела; 3 — морские осадки верхней юры; 4 — верхнетриасовые — среднеюрские континентальные образования; 5 — грубообломочные верхнетриасовые — среднеюрские континентальные породы; 6 — палеозойские образования; 7 — эвалориты кембрия; 8 — докембрийские образования; 9 — разломы. НЗС — Найбендская зона смятия; ЛБ — Лутский блок; ТБ — Тебеский блок



широко вытянутый прогиб, отвечающий Мургабской впадине на севере, и отчлененная от него широтным Бадхыз-Карабилийским разломом система блоков Бадхыза и Карабилия, представляющая западное продолжение складчато-глыбовых сооружений Мирза-Валенга и Банди-Туркестана. Серахс-Тедженское звено разломов отсекает копетдагскую часть. Альпийской геосинклинали от переработанных альпийскими движениями герцинских структур Бадхыза, которые торцово сочленяются здесь по разломам. При этом участок Бадхыза относительно приподнят, а копетдагская часть Альпийской геосинклинали опущена: в Бадхызе кровля фундамента находится на глубине 4—8 км, подошва платформенного чехла — на глубине 3—5 км, в то время как в Копетдаге они зафиксированы соответственно на глубинах 13—15 и 9—10 км (Гарецкий, Кирюжин, 1974; Буш и др., 1975). Таким образом, смещение по кровле фундамента по Серахс-Тедженскому разлому достигает 7—9 км, а по подошве платформенного чехла — 5—6 км.

Ирано-афганская часть Урало-Оманской зоны построена более сложно, чем ее северная часть, но отсутствие геофизических материалов не позволяет во всех деталях судить о ее внутреннем строении. Здесь выделяются меридиональное Герирудское и кулисообразно подстилающее его на юге Лутское звено разломов. Герирудское звено находится на южном продолжении Серахского разлома и совпадает с меридиональным отрезком долины р. Герируд, которая пересекает альпийские сооружения Ирана и Афганистана вкrest их простираения. Звено состоит из тесно сближенных сбросов и взбросов, прослеживающихся на отрезке в 180—200 км от государственной границы Ирана с Советским Союзом до оз. Намакзар на юге. Однако меридиональные разломы звена здесь сильно переработаны мощной системой более молодых и более отчетливо выраженных разломов запад-северо-западного простираения, таких, как Гератский, Большой Кавирский и др., поэтому морфологически звено выражено слабо. Важная структурная роль как Герирудского, так и Лутского звена состоит в том, что они разделяют средне-ближневосточный сектор Альпийского пояса на две части, резко различающиеся как простираением, так и возрастом складчатости. К востоку от этих звеньев, в Фарахрудской зоне, развита позднекимерийская (позднеюрская — раннемеловая) складчатость юго-западного простираения, в то время как западнее, в Иране, господствует позднеальпийская (позднемеловая — раннепалеогеновая) складчатость юго-восточного направления. В северных областях Альпийского пояса влияние зоны сказалось также на простираении складчатой системы Аладаг — Биналуд — Паропамиз, которая в зоне Герирудского звена образует сигмоиду с характерным для нее изменением простираения от широтного в антиклинории Аладаг на юго-восточное в антиклинории Биналуд и вновь на широтное в поднятии Паропамиза (Амурский, 1976).

Лутское звено разломов прослеживается от впадины оз. Намакзар на севере до Макранского побережья Оманского залива на юге. На севере разломы звена тесно сближены. Южнее они расщепляются и, кулисообразно подставляя друг друга, постепенно расходятся в стороны, обрамляя с востока и запада крупный слегка расширяющийся к югу горст гор Пеленган, Пиршуран и Гамшедзан в области Серхед в Белуджистане (см. рис. 1). Горст сложен мезозойско-кайнозойскими осадочно-вулканогенными образованиями и породами неопределенного возраста (Tectonic Map of Iran, 1973). Он поднят в среднем на 2000—2500 м над обрамляющими его Лутской впадиной на западе и Гильмендской на востоке. У восточного подножия горста, судя по ряду косвенных данных (Мустофи, Фрей, 1961), протягивается отчлененный от него Захеданским и Сереванским разломами Лутский приразломный прогиб, выполненный юрскими, меловыми, а также палеогеновыми вулканогенно-осадочными породами. Прогиб простирается до оз. Намакзар и в структурном отно-

шении разделяет Центрально-Иранский и Афганский срединные массивы.

В области Лутского звена строение всей Урало-Оманской зоны разломов усложняется. Западнее параллельно, а также косо к ее простиранию, в полосе шириной примерно 300 км, устанавливается ряд крупных глубинных разломов (Найбандский, Тебесский и Наинбафский, или Кухрудский), которые расчленили Центрально-Иранский срединный массив на четыре крупных вытянутых в основном в меридиональном направлении блока. С востока на запад это Лутский, отделенный от него Найбандским приразломным прогибом Тебесский, отделенный от последнего подобным же Керманским прогибом Пеште-Бадамский и на северо-западе Деште-Кевирский (см. рис. 1). За исключением последнего блока, погребенного под молодыми кайнозойскими осадками, все остальные сложены породами эпибайкальского чехла и обрамлены мезозойскими и кайнозойскими осадочно-вулканогенными образованиями (Штеклин, 1966; Stöcklin, 1968). К югу от впадины Джеб-Муриан разломы, ограничивающие блоки, постепенно сближаются, смыкаются с разломами хр. Загрос, пересекают Персидский залив и, сложно подставляя друг друга, переходят в систему разломов п-ова Оман. Вместе с основной Урало-Оманской зоной они составляют единую поперечную к простиранию Альпийского пояса группу нарушений, равной которой по ширине нет нигде на всем его протяжении. В ее границах широко развиты линейно-вытянутые тела ультрабазитов: серпентизированных перидотитов, серпентинитов, габбро и долеритов, а также цветного меланжа. Меридиональные разломы осложняют узкие протяженные приразломные прогибы со сложноскладчатым строением выполняющих их толщ. Так, в Найбандском прогибе, выполненном породами нерасчлененного палеозоя, триаса, юры, мела и кайнозойскими толщами суммарной мощностью 5000 м, фиксируются сильно сжатые осложненные дополнительными разломами, сколами и кливажом изоклинальные наклоненные, а порой и опрокинутые на северо-восток складки, рядом с которыми тот же комплекс пород Лутского и Тебесского блоков залегает почти горизонтально (рис. 3). В структурном отношении подобные прогибы являются зонами смятия, возраст складчатости в которых оказывается различным в зависимости от времени подвижек блоков. В Найбандском и Керманском прогибах эта складчатость позднекиммерийская (позднеюрская — раннемеловая), в то время как на большей части территории Ирана она позднеальпийская (позднемеловая — раннепалеогеновая).

Наконец, последнее, Оманское звено глубинных разломов протягивается в меридиональном направлении через Оманский полуостров вплоть до Индийского океана. Строение этого звена во многом еще не выяснено. Большое осложнение в расшифровку его строения, как и в геологию всего Оманского полуострова, вносят обширные поля офиолитов: серпентизированных перидотитов, серпентинитов, габбро, радиоляритов и эффузивных базальтоидов, слагающих значительную часть площади полуострова. Оманское звено отчленяет часть Альпийского пояса от эпипротерозойских кристаллических и метаморфических пород Афро-Аравийской платформы. Разломы звена представляют собой, по-видимому, систему взбросов и надвигов, по которым альпийское складчатое сооружение надвинуто в западном направлении на восточный край Афро-Аравийской платформы. Часть исследователей считает радиоляритово-офиолитовый комплекс этого звена автохтоном (Morton, 1969; Wilson, 1969), другая часть относит его к аллохтону (Lees, 1928; Reinhardt, 1969). В последнем случае Оманское звено разломов рассматривается как краевой шов огромного покрова офиолитов маастрихтского возраста, корни которого находятся восточнее, в Оманском заливе (Ломизе, 1972). Покров, согласно этой точке зрения, надвинут с востока на запад и на

протяжении примерно 100—200 км перекрывает край платформы. Однако столь большая амплитуда надвига не кажется бесспорной.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

История тектонического развития Урало-Оманской зоны глубинных разломов отличается большой сложностью и в настоящее время может быть прослежена в самых общих чертах с каледонского этапа. Однако, по-видимому, эта история более длительна и своими корнями уходит далеко в докембрий.

Гетерогенность строения Туранской плиты, состоящей в пределах советской Средней Азии из ряда сегментов, стадийность развития плиты, проявлявшаяся в последовательном вовлечении в платформенное развитие ее отдельных сегментов в разное время, в частности консолидация Северо-Устьюртского сегмента в раннем палеозое (Быков, Гаврилов, 1969), при меридиональной ориентировке и прямолинейности границ сегмента там, где он совпадал с Урало-Оманской зоной глубинных разломов, указывает на существование зоны как структурно-тектонического элемента уже на каледонском этапе. Столь же четко выраженную структурно-тектоническую границу представляла северная часть Урало-Оманской зоны на раннекаменноугольном подэтапе, когда она разделяла герцинский Урал и эпикаледонский Казахстан. В это время в условиях растяжения в пределах Арало-Тургайского звена разломов существовала огромная островная гряда вулканов центрального типа, которые оставили после себя мощный эффузивно-пирокластический комплекс пород валерьяновской свиты (см. рис. 1).

Консолидация Кызылкумского сегмента Туранской плиты в позднем палеозое, существование между ним, Северо-Устьюртской и Мангышлак-Каракумской частями плиты резкой прямолинейной границы, отраженной в разной ориентировке аномалий магнитного поля по разные ее стороны (Глазунова, 1964), свидетельствует о существовании Урало-Оманской зоны также и в позднем палеозое.

Полнее известна история тектонического развития зоны в позднем палеозое — триасе (до рэта). Уже к началу этого этапа Урало-Оманская зона представляла собой сложную систему грабенных, сформировавшуюся в условиях растяжения коры. На огромном отрезке от Приаралья до северных границ Альпийского пояса она разделяла Туранскую плиту на западную и восточную половины, по разные стороны ее отдельные участки (сегменты) испытывали разные по знаку и интенсивности движения. К северу от Мангышлак-Предкызылкумской системы разломов была относительно приподнята восточная Кызылкумская и опущена расположенная к западу от Урало-Оманской зоны Северо-Устьюртская часть плиты. В то же время южнее по разные стороны зоны была приподнята, наоборот, западная Мангышлак-Каракумская и опущена восточная Мургабская ее часть.

Разграничивающая структурно-тектоническая роль зоны особенно резко проявилась на мезозойском и кайнозойском этапах, что нашло отражение в распределении фаций и мощностях осадков. В пределах Туранской плиты на рэт-раннеюрском и среднеюрском подэтапах различия в фациальном составе пород в границах зоны были, правда, еще незначительными — почти повсеместное распространение получили угленосно-терригенные осадки. Однако их мощность, отражавшая дифференциацию движений, резко менялась. Максимальной, порядка 3000 м она была в границах зоны и сокращалась до 400—1600 м в стороны от нее (Алланов и др., 1976). На позднеюрском подэтапе, в келловейское и оксфордское время, фациальный состав пород по разные стороны зоны, по тем же данным, менялся резко: к западу от Хивинского звена разломов были распространены карбонатно-терригенные, а к востоку — карбонат-

ные осадки. В кимеридж-титонское время в пределах современного Копетдага и Предкопетдагского прогиба накапливались сульфатно-карбонатные толщи, а в Бадхызе — относительно приподнятой области — эвапориты. К востоку от зоны разломов мощности этих пород были более, а к западу — менее 500 м. В апт-туронское время Урало-Оманская зона разломов с ее четко выраженными в рельефе грабенами вновь была областью максимального (до 1200—1500 м) накопления терригенных пород. В сенонское время она уже разделяла глинисто-карбонатные породы, развитые на западе, и терригенные толщи, распространенные восточнее.

Столь же существенное влияние оказывала зона на структурно-фациальные условия средне-ближневосточного сектора Альпийского пояса, отражающие различный тектонический режим его отдельных областей. Установлено, что в границах пояса существуют области развития больших геосинклинальных мощностей осадков, которые отличаются интенсивными деформациями, метаморфизмом, существованием в разрезах частых несогласий, развитием мезозойских и третичных гранитов, вулканитов и офиолитов. Но наряду с этим на значительной части площади сектора, и прежде всего в Восточном Иране, развиты большие по площади выходы добайкальских пород, мезозойские и кайнозойские образования распространены неравномерно, в форме полос и пятен. В последнем случае они представлены карбонатными и терригенными породами, которые лежат друг на друге с большими перерывами, но без заметных угловых несогласий, породы слабо дислоцированы или лежат почти горизонтально, разновозрастная и интенсивная складчатость мезозойско-кайнозойских осадков выражена лишь в приразломных прогибах, таких, как Керманский, Найбандский и др., в разрезах широко развиты чередующиеся горизонты эвапоритов. Все это в целом указывает не на геосинклинальные, а на парагеосинклинальные условия развития восточно-иранского участка средне-ближневосточного сектора Альпийского пояса. Вместе с тем в пределах как Ирана, так и Афганистана широко развиты срединные массивы — области устойчивых во времени поднятий. В полосе Урало-Оманской зоны существовало два таких массива: Центрально-Иранский на западе, состоящий из Лутского, Тебесского, Пеште-Бадамского и Деште-Кевирского блоков, и отделенный от него Лутским приразломным прогибом как частью Урало-Оманской зоны Центрально-Афганский на востоке.

По данным Г. П. Леонова, Г. А. Логиновой и Д. И. Панова (1974), наиболее характерной чертой развития ирано-афганской части Альпийского пояса на мезозойском и кайнозойском этапах являлись большие различия в ориентировке и типах областей осадконакопления по разные стороны субмеридиональной зоны, точно совпадающей с Урало-Оманской. Так, на раннесреднеюрском подэтапе песчано-мергелисто-глинистые и угленосные породы лейаса и доггера в районе хр. Биналуд резко контактировали по Герирудской системе разломов с континентальными угленосными образованиями, развитыми восточнее. В первом районе мощность пород достигала 2000—3000 м, во втором она была равна 300—900 м (Славин, 1976). В границах Лутского звена разломов мощность пород нижней и средней юры менялась столь же резко: от 1000 м в Лутском блоке до 2000—3000 м к востоку от него. На меловом этапе Урало-Оманская полоса разломов разделяла морские, глинистые и глинисто-карбонатные породы Лутского массива и морские вулканогенные, а также осадочные породы, развитые восточнее (Леонов и др., 1974).

Сложный характер движений альпийского времени отразился не только на распределении фаций и мощностей осадков, но и на простираннии и времени формирования складчатости: позднекиммерийской (юго-западного простиранния) в Фарахрудской зоне смятия, т. е. восточнее Урало-Оманской полосы разломов, и позднеальпийской юго-восточного

направления на большей части территории Ирана, западнее этой зоны. Помимо Фарахрудской зоны смятия интенсивные подвижки по разломам привели к формированию других аналогичных зон с характерной для них изоклиальной складчатостью. Ведущая роль в их создании принадлежала вертикальным движениям блоков, сменившихся затем боковым сжатием и последующим частичным оползанием краевых частей блоков в сторону приразломных прогибов (см. рис. 3). Так были созданы Найбендская, Керманская, Фарахрудская и Лутская зоны смятия. В это же время разломы Серахского звена обрезали с востока копетдагскую часть геосинклинали, отчленив ее от переработанных альпийскими движениями эпигерцинских структур Бадхыза и Банди-Туркестана. Активизация тектонических движений в пределах южной части Урало-Оманской полосы разломов в палеогене привела к интенсивному андезитовому вулканизму, особенно широко проявившемуся в пределах Лутского приразломного прогиба, а также Лутского, Тебесского и Пеште-Бадамского блоков (Stöcklin, 1977). Вследствие сильного раздробления разломами средне-ближневосточная часть Альпийского пояса приобрела не только относительно большую тектоническую подвижность, но и большую проницаемость для пород ультраосновного ряда: серпентинизированных перидотитов, серпентинитов, габбро и долеритов, которые создали ряд узких и протяженных зон. В Восточном Иране зоны подобной природы имеют меридиональное или субмеридиональное, а в Афганистане, по данным В. И. Славина (1976), А. Н. Феногенова и В. Г. Чернова (1976), — широтное и субширотное простирания. Многие из этих офиолитов были впоследствии выдавлены по разломам и приобрели облик протрузий. С подавляющей частью подобных зон связаны полосы цветного меланжа, указывающие на интенсивные подвижки по разломам. В противоположность этой точке зрения часть исследователей рассматривает этот меланж как океаническую серию Тетиса, выдавленную в эоцене по разломам меридионального и субширотного направления (Книппер, 1975). В конце мела, в маастрихте, на п-ове Оман офиолитовые комплексы южной части Урало-Оманской полосы разломов были надвинуты на восточный край Афро-Аравийской платформы.

Новейшие, неоген-четвертичные движения Урало-Оманской зоны практически не изучены, несмотря на то, что их роль в развитии зоны, безусловно, огромна. На севере, в пределах Туранской плиты, к движениям этого времени следует прежде всего отнести движения, связанные с формированием впадины Аральского моря. Сама впадина заложилась в конце палеозоя, но ее расширение произошло на неоген-четвертичном этапе, а заполнение водами — 139 ± 12 тыс. лет назад (Чалов, 1975). Правда, последнее событие было связано не столько с тектоническими, сколько с гидрографическими причинами, вызванными изменениями природных условий Западной Сибири, последовавшими за эпохой максимального оледенения (Геология СССР, 1971). К этому же времени относятся подвижки по ряду разломов в Северном Приаралье, наиболее резко проявившиеся на границе раннего и среднего миоцена. Вертикальные смещения по некоторым из них достигали 150—300 м, а горизонтальная составляющая — 600 м (Разломы и горизонтальные движения..., 1977).

Южнее, в Альпийском поясе, новейшие движения проявились резче, и их интенсивность может быть здесь приблизительно оценена.

Согласно последним данным, в конце палеогена обширные области Центральной Азии, включая Иран, Афганистан, Памир, Каракорум, Гиндукуш и Тибет, занимали низменности и горы, не поднимавшиеся выше 500 м (Славин, Демин, 1972; Славин, 1976). В пределах этих территорий контрастные движения проявились в раннем миоцене, когда выровненный рельеф был расчленен разломами и поднят в виде блоков на разную высоту, максимальную в Гиндукуше, Каракоруме и Тибете. Поэтому есть основания считать, что современный резко расчлененный рельеф

еф этих областей с реликтами домиоценового денудационного уровня в самом общем виде отражает интенсивность новейших, неоген-четвертичных движений. Эта интенсивность может быть приблизительно оценена по разнице высот рельефа каждой из областей и домиоценовой равнины, высотные отметки которой должны быть в этом случае приняты равными или близкими к нулевому. Исходя из этого может быть приблизительно вычислена интенсивность новейших движений полосы Урало-Оманских разломов.

Известно, что в Восточном Иране горные массивы в Лутском блоке подняты в среднем до 2000—2500 м, в то время как в расположенной восточнее цепочке субмеридиональных депрессий, имеющих абсолютные отметки 700—800 м (Гильмендской, или Сейстанской, и Западно-Афганской), по которым проходит ирано-афганская государственная граница, домиоценовая поверхность погребена под комплексом рыхлых осадков и находится на глубине 100—500 м. Таким образом, вдоль Урало-Оманской полосы разломов прослеживается резко выраженная в рельефе ступень, разделяющая области с разными по знаку и интенсивности новейшими движениями. Размах рельефа (интенсивность новейших движений) в этой области достигает 1400—2200 м. Новейшие движения подобной интенсивности отмечались В. И. Славиным (1976) для района Гератского разлома. Х. Веллманом (Wellman, 1966) описаны не только вертикальные, но и горизонтальные подвижки по системе глубинных разломов субширотного простираения к северу от Лутского и Тебесского массивов. За последние 10 тыс. лет по Шахрудскому разлому, по его данным, произошло левостороннее смещение с амплитудой 50 м. По Дорунехскому (Большому Кавирскому) разлому левосторонний сдвиг за это же время составил 70—200 м. Дж. Б. Оден (1977) указывает на правосторонний сдвиг современной речной сети по Гератскому разлому на 700—800 м.

В несомненной связи с современными движениями Урало-Оманской зоны находится ее сейсмичность. Последняя характерна лишь для тех ее участков, которые расположены в Альпийском поясе и ближайших к нему районах Туранской плиты; севернее Аральского моря, как и на Оманском полуострове, зона практически асейсмична.

Общая картина распространения землетрясений в границах зоны, отражающая разнообразие ее тектонических условий, отличается большой сложностью и может быть предметом специального рассмотрения, поэтому здесь будет отмечена лишь основная роль Урало-Оманской зоны в определении общей картины сейсмичности этой части Среднего и Ближнего Востока.

Прежде всего, как и в ряде других случаев, Урало-Оманская зона представляет собой границу резкого раздела областей, на этот раз с разным уровнем сейсмичности. Она разграничивает высокосейсмичный Восточный Иран и асейсмичный Западный Афганистан, а также относительно сейсмичные Кызылкумы и асейсмичные Каракумы.

По данным иранских и арабских хроник, охватывающих 16 столетий (с IV столетия н. э. до начала XX столетия), в границах Ирана произошло огромное число сильных и катастрофических землетрясений, значительная часть которых была отмечена в Восточном Иране (Wilson, 1930; Ambraseys, 1961, 1974; Tchalenko et al., 1973). За это же время на территории соседнего Западного Афганистана, т. е. по восточную сторону Урало-Оманской зоны, не было отмечено ни одного сильного землетрясения, если не считать слабо освещенного в летописях землетрясения 28 февраля 1102 г., вызвавшего разрушения в г. Герате (Новый каталог..., 1977).

Значительная часть восточноиранских землетрясений IV—XIX столетий произошла в границах Лутского и Тебесского массивов. К северу от них число землетрясений в пределах зоны резко уменьшается. Среди них должны быть отмечены уже упоминавшееся землетрясение 28 февра-

ля 1102 г., землетрясение 1208—1209 гг. в Гургандже (современном Куня-Ургенче), расположенном в 130 км к северо-западу от нынешнего Ургенча, когда под обломками зданий погибло 2000 человек (Бартольд, 1900; Новый каталог..., 1977), 9-балльное землетрясение 16 сентября 1978 г. в Хорасане, разрушительное землетрясение 16 января 1979 г., 6—7-балльное землетрясение 14 сентября 1907 г. близ селения Мары, в границах Хивинского грабена, а также два более слабых в том же районе (Новый каталог..., 1977). Роль Урало-Оманской зоны глубинных разломов как резко выраженной границы между высокосейсмичным Восточным Ираном и асейсмичным Западным Афганистаном подчеркивается также землетрясениями, зарегистрированными сетью сейсмических станций Ирана за три четверти нашего столетия, т. е. между 1900 и 1976 гг. (Berberian, 1976), и данными об общей сейсмичности всего средне-ближневосточного сектора Альпийского пояса за 1957—1967 гг. (Niazzi, Rosford, 1968).

В южных районах Туранской плиты Урало-Оманская зона столь же резко отделяет сейсмически активные Кызылкумы с их рядом газлийских землетрясений в апреле и мае 1976 г. от асейсмичной территории Каракумов. Но в противоположность Альпийскому поясу здесь сейсмоактивной является область, расположенная не к западу, а к востоку от Урало-Оманской зоны, что имеет свои причины, освещение которых, однако, не входит в задачу настоящей работы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, по сумме геолого-геофизических и сейсмических данных Урало-Оманская зона глубинных разломов — это не случайный, частный, а устойчивый, длительно развивающийся во времени структурно-тектонический элемент Евразийского материала планетарного масштаба, при всей сложности строения отчетливо прослеживаемый на огромном протяжении от района Кустаная на севере до побережья Индийского океана на юге. Зона состоит из ряда крупных меридиональных кулисообразно подставляющих друг друга глубинных разломов, поднимающихся, возможно, из верхней мантии и пересекающих земную кору на всю ее мощность. Подвижки по разломам, проявившиеся в условиях растяжения коры, привели на глубине к смещению ряда сейсмических границ (в том числе и поверхности Мохоровичича), а на поверхности — к формированию сложной системы грабенов и разделяющих их горстов. В продолжении всего фанерозоя Урало-Оманская зона разделяла разные по строению участки Туранской плиты и Альпийского пояса, отличающиеся разным режимом тектонических движений, отраженных в фациях и мощностях осадков.

Зону в целом следует рассматривать как огромную сквозную, т. е. пересекающую как платформу, плиту, так и Альпийскую область, ргматическую трещину (систему глубинных разломов) в теле Евразийского материка, которая в самом общем виде отражает первичную делимость земной коры материка на мегаблоки. На кайнозойском этапе на южную половину трещины наложился Альпийский пояс, движения в пределах которого «расшатала» эту ее часть, вследствие чего она приобрела здесь высокую тектоническую и сейсмическую активность. В южных районах Туранской плиты (южнее Аральского моря) относительно повышенная сейсмическая активность зоны связана с аналогичным «расшатыванием» трещины неоген-четвертичными движениями полосы неотектонической активизации, протягивающейся сюда из Тянь-Шаня. В свете всего сказанного трудно согласиться с недавно высказанным в печати утверждением, что Урало-Оманская зона глубинных разломов не имеет сквозного характера, что эти представления ошибочны, хотя и отличаются «удивительной живучестью, редкой в тектонических построе-

ниях» (Сборщиков, 1976, стр. 76). Достоин удивления другое — поразительная интуиция Р. Фюрона и Н. С. Шатского, сумевших правильно оценить огромное структурно-тектоническое значение Урало-Оманской зоны разломов. Идеи о ее масштабах и природе, высказанные ими в общей форме 30 лет назад, подкрепленные новыми геолого-геофизическими данными, расширяют наши представления как о строении и истории тектонического развития подобных зон, так и об основных закономерностях строения и развития всей Земли в целом.

Литература

- Алланов А., Жмуд М. С., Панасенко О. М., Пашаев М. С., Ташлиев М. Ш. Формации, палеотектоника и нефтегазоносность палеозоя и мезозоя Туркменистана. М., «Недра», 1976.
- Амурский Г. И. Тектоника Восточной и Центральной Туркмении.— Тр. Гос. производств. геол. ком-та. Ашхабад, 1964.
- Амурский Г. И. Тектоника Туркмении и прилежащих районов.— В сб.: Тектоника Туркмении. М., «Наука», 1966.
- Амурский Г. И. Обзор основных этапов доорогенной истории тектонического развития Туркмено-Иранской складчатой области.— Тр. Упр. геол. Сов. Мин. ТССР. Ашхабад, «Ылым», 1968, вып. 5.
- Амурский Г. И. Урало-Оманский линеймент и его роль в региональной структуре Средней Азии.— Геотектоника, № 2, 1976.
- Амурский Г. И., Борисов А. А. Проявление региональных разломов в осадочном чехле территории Туркмении.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 9.
- Амурский Г. И., Гейман Б. М., Коц В. Г. О среднеазиатских звеньях Урало-Оманского линеймента.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1966, № 2.
- Амурский Г. И., Мильштейн Д. М., Смирнов Л. Н. Современная структура и основные черты тектонического развития Юго-Восточного Туркменистана. Ашхабад. Изд-во АН ТССР, 1961.
- Бартольд В. В. Туркменистан в эпоху монгольского нашествия, т. 2, СПб, 1900.
- Булина Л. В., Булин Н. К., Мартынова Г. И., Мильштейн Д. М. Строение континентальной земной коры на территории СССР. Л., «Недра», 1974.
- Буш В. А., Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления.— Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 264.
- Быков Р. И., Гаврилов В. П. Разломы и их роль при геотектоническом районировании Туранской плиты.— Сов. геология, 1969, № 6.
- Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М., «Сов. радио», 1975.
- Гарецкий Р. Г., Кирюхин Л. Г. Тектоника фундамента Туранской плиты.— В сб.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
- Геология СССР, т. 34 (Тургайский прогиб), кн. 1. М., «Недра», 1971.
- Глазунова А. В. Выделение и трассирование разломов по аэромагнитным данным в некоторых районах Средней Азии.— В сб.: Глубинные разломы. М., «Наука», 1964.
- Голуб Д. П. О строении палеозойского фундамента Приаралья.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1964, т. 104.
- Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Некоторые черты тектонического строения Ирана и Афганистана.— Бюл. МОИП, Отд. геол., 1969, т. XIV, вып. 2.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области.— Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 267.
- Кравченко К. Н., Муратов М. В., Вонгаз Л. В., Кошелев Н. И., Полканова Л. П., Алиев П. М., Алферов С. Е., Безнососов Н. В., Бобылев В. В., Кравченко П. Е., Полканова И. Н., Роцин В. Ф., Соловьева Н. С., Цейслер В. М. Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР. М., «Недра», 1973.
- Кулаков В. В. Основные черты тектоники Западного Афганистана и прилегающих территорий.— Геотектоника, 1970, № 1.
- Кунин Н. Я. Комплексование геофизических методов при геологических исследованиях. М., «Недра», 1972.
- Леонов Г. П., Логинова Г. А., Панов Д. И. Основные области и зоны осадконакопления в пределах ближне-средневосточной части Альпийского пояса Евразии в юрское, меловое и палеогеновое время.— Вестн. МГУ. Геология, 1974, № 2.
- Ломизе М. Г. Краевые офиолитовые швы альпид Ближнего и Среднего Востока.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 2.
- Мустофи Б., Фрей Е. Основные осадочные бассейны Ирана и перспектива их нефтегазоносности.— В кн.: V Междунар. нефтяной конгресс, т. I. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М., «Наука», 1977.
- Оден Дж. Б. Афганистан — Пакистан.— В сб.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса, т. I, М., «Мир», 1977.

Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М., «Наука», 1977.

Рябой В. З. Строение земной коры в верхней мантии по профилю ГСЗ Копетдаг — Аральское море.— Сов. геология, 1966, № 5.

Сборщиков И. М. Тектоника Афганистана и проблема структурной эволюции Альпийского пояса (Памиро-Восточно-Иранский отрезок).— Геотектоника, 1976, № 3.

Славин В. И. Тектоника Афганистана. М., «Недра», 1976.

Славин В. И., Демин В. Н. Орогенный (неотектонический) этап развития территории Афганистана.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1972, № 2.

Смирнов Л. Н. Типы подвижных тектонических областей юга Средней Азии.— В сб.: Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий. М., «Наука», 1966.

Феногенов А. Н., Чернов В. Г. Об интрузивной природе Логарского альпинотипного гипербазитового массива в Афганистане.— Вестн. МГУ. Геология, 1976, № 2.

Хаин В. Е. Западный Эльбрус и впадины Центрального Ирана.— В кн.: Тектоника Европы. М., «Наука», 1964.

Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса в пределах Ближнего и Среднего Востока.— Вестн. МГУ, Геология, 1969, № 1.

Хаин В. Е., Кац Я. Г., Селецкий А. Г., Славин В. И., Ануфриюк Т. П. Тектоническое районирование и основные черты современной структуры Альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока (ст. 2. Восточный сегмент).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1973, № 4.

Чалов П. И. Изотопное фракционирование природного урана. Фрунзе, «Ылым», 1975.

Штеклин Дж. Тектоника Ирана.— Геотектоника, 1966, № 1.

Ambroseys N. N. On the seismicity of Southwest Asia.— Rev. pour l'Etude des Calamites (Geneva), 1961, v. 37.

Ambroseys N. N. Historical seismicity of North-Central Iran.— In: Materials for the Study of seismotectonics of Iran: North-Central Iran. Geol. Surv. Iran, 1974, Rep. 29.

Berberian M. Contribution to the seismotectonics of Iran. Part 2. Geol. Surv. Iran, Rep. No. 39, 1976.

Furon R. Sur l'existence d'un axe ouralien determinant la structure Iranien.— C. R. Acad. sci., 1936, t. 203 No. 10, Paris.

Furon R. Geologie du plateau Iranien (Perse — Afghanistan — Belouchistan).— Men. Mus. Hist. Nat., n. ser., Paris, 1941, v. 7, Hf. 2.

Hobbs W. H. Repeating patterns in the relief and the structure of the land.— Bull. Geol. Soc. America, 1911, v. 22, p. 123—176.

Less G. M. The geology and tectonics of Oman and parts of south-eastern Arabia.— Quart. J. Geol. Soc., London, 1928, v. 84, No. 336.

Morton P. M. The geology of Oman.— 5-th World Petr. Congr., sect. 1, paper 14, New-York, 1959.

Niazi M., Rosford J. Seismicity of Iranian Plateau and Hindukush Region.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1968, v. 58, No. 1.

Reinhardt B. M. On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman Mountains geosyncline.— Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1969, Bd 49, No. 1.

Sonder R. Die Lineamenttektonik und ihre probleme.— Ecol. Geol. Helvet. 1938, v. 31, No. 6.

Stöcklin J. Structural history and tectonics of Iran.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1968, v. 52, No. 7.

Stöcklin J. Structural correlation of the Alpine Ranges between Iran and Central Asia.— Livre à la memoire de Albert F. de Lapparent. Memoire hors-serie, No. 8, 1977, Paris.

Tectonic Map of Iran. Scale 1 : 2 500 000. Compiled by J. Stöcklin and M. H. Nabavi, Ministry of Economy Geol. Surv. Iran, 1973.

Tchalenko J. S., Berberian M., Behzadi H. Geomorphic and seismic evidence for recent activity on the Doruneh Fault, Iran.— Tectonophysics, 1973, v. 19, No. 4.

Wellman H. W. Active wrench faults of Iran, Afganictan and Pakistan.— Geol. Rundsch., 1966, Bd 55, Hf. 3.

Wilson A. Earthquakes in Persia.— Bull. School. Oriental Studies, London Inivers, 1930, 6 (1).

Wilson H. H. Late creataceous eugeosynclinal Sedimentation, Gravity, tectonics and ophiolite emplacement in Oman Mountains.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, 1969, v. 53, No. 3.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта АН СССР

Статья поступила
25 июля 1978 г.

УДК 551.242.21 (262.13)

А. Л. ЯНШИН, Л. А. ЕСИНА, Я. П. МАЛОВИЦКИЙ,
А. Е. ШЛЕЗИНГЕР**СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ОБРАЗОВАНИЕ
ТИРРЕНСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО БАСЕЙНА**

По материалам сейсмических профилей дано описание структуры осадочного чехла Тирренского бассейна. В доплиоценовое время его территорию занимали эпиконтинентальные платформенные впадины. В предплиоценовое и позднечетвертичное время произошли кратковременные интенсивные опускания, создавшие глубоководный бассейн. Современное Тирренское море имело непосредственную связь и преемственность не с глубоководными котловинами Тетиса, а с более мелководными эпиконтинентальными частями обширнейшей доплиоценовой акватории.

1

Тирренский глубоководный бассейн расположен в восточной части западного сектора Средиземного моря. Он имеет форму равнобедренного прямоугольного треугольника, гипотенузу которого составляет побережье Италии, а катеты вырисовывают на западе острова Корсика и Сардиния, а на юге — Сицилия с относительно мелководной акваторией Тунисского пролива. Наиболее погруженная часть Тирренского моря с глубинами дна до 3500 м имеет сильно расчлененный рельеф. Отдельные возвышенности поднимаются над дном на 2—2,5 км, реже 2,9 км. Континентальный склон уступами спускается к глубоководной котловине и изрезан глубокими (до нескольких сот метров) каньонами (Сегре, 1964; Михайлов, 1965).

Осадочный чехол Тирренского глубоководного бассейна изучен главным образом региональными сейсмическими профилями отраженных волн, обработанными итальянскими, советскими и другими научно-исследовательскими суднами (Москаленко, 1967, 1970, 1975; Михно, 1963; Fonetti et al., 1970; Jnit..., 1970; Fabbri, Selli, 1972; Gabin, 1972; Charnak, 1972; Finetti, Morelli, 1973, 1974; Carrozo et al., 1974; Morelli, 1975. В прибрежной части акватории, в районе г. Неаполя, итальянскими геофизиками проведены в относительно небольшом районе площадные сейсмические исследования (Finetti, Morelli, 1974₂). Несколько региональных профилей МПВ и ОГТ (24-кратных) позволяют оценить общую мощность осадочного чехла и консолидированной части коры (Fahlquis, Hersey, 1969; Carrozo et al., 1974; Bottari et al., 1975). С судна «Гломар Челленджер» в центральной части Тирренского моря пробурены две глубоководные скважины (132 и 373) (Непрочнов, 1976; Bruno, 1971; Ryan et al., 1973; Glomar..., 1975; Hsu, 1973). Кроме того, горные породы, слагающие подводные возвышенности, изучены с помощью драгирования (Heezen et al., 1971) и интерпретации магнитного и гравитационного полей (Маловицкий, Осипов, 1975; Finetti, Morelli, 1973; Vonasia et al., 1974). Все эти материалы позволяют расшифровать структуру осадочного чехла и наметить основные закономерности и физико-географическую обстановку его образования.

Временные сейсмические разрезы являются надежным объективным материалом для структурного анализа. По ним можно восстановить характер дислоцированности слоев. А зная их стратификацию, по данным глубоководного бурения, драгированию и непосредственной привязке к суше — установить временные диапазоны тектонических движений. Под таким углом зрения материалы сейсмических исследований дна Тирренского моря не прорабатывались. Хотя, конечно, многие аспекты структуры и условий формирования чехла рассматриваемого региона и всей акватории Средиземного моря нашли отражение в исследованиях многих советских и зарубежных ученых (Москаленко, 1963, 1965; Емельянов и др., 1964, 1965; Москаленко, Шимкус, 1971; Муратов, 1972; Кузнецов, 1975; Маловицкий и др., 1975, 1976; Маловицкий, Казаков, 1975; Маловицкий, 1976, 1978; Maxwell, 1970; Finetti, Morelli, 1973; Carte..., 1974; Morelli, 1975; Biju-Duval et al., 1976).

2

Тирренский бассейн со всех сторон окружен альпийскими складчатыми сооружениями Корсиканских Альп, Апеннин и Северной Сицилии. По данным Я. П. Маловицкого (1978), они в виде узкого рукава протягиваются по периферии дна моря вдоль восточного побережья Сардинии и сливаются на юге с альпийскими складчатыми сооружениями Телль-Атласа Северной Африки. Комплексная интерпретация геофизических материалов позволила Я. П. Маловицкому (1978) установить, что альпийские складчатые сооружения занимают лишь крайние периферические части дна. Большая же центральная часть Тирренского моря относится к области более древней (герцинской) консолидации. Это положение подтверждается драгированием, которым с некоторых подводных возвышенностей были подняты кристаллические сланцы, филлиты и мраморы, близкие к палеозойским породам Италии и Сардинии (Heezen et al., 1971), и красочные конгломераты и песчаники пермотриаса (Selli, Fabri, 1971).

В фундамент Тирренского бассейна входят метаморфизованные и кристаллические породы палеозоя, слагающие отдельные подводные возвышенности. Они, как правило, не отражаются в магнитном поле. Широко распространены на акватории Тирренского моря неогеновые и четвертичные вулканиты. Они образуют подводные конусовидной формы вулканы и погребенные или частично погребенные осадочным чехлом крупные вулканические тела. На южной и восточной периферии кайнозойские вулканы образуют пояс (пери-Тирренский) (Маловицкий, 1978). Скважина 373 в центральной части акватории на глубине 270 м под плиоцен-четвертичными осадками вошла в базальтовые брекчии и базальты. На глубине 458 м она остановлена в свежем твердом базальте (Glomar..., 1975). Драгированием также подняты преимущественно оливиновые и монтичеллитовые базальты (Милановский, Короновский, 1973; Маловицкий, Прокопцев, 1976).

На Липарских островах на юге Тирренского моря состав вулканитов по данным Б. Франко и др. (Franco et al., 1974) изменяется снизу вверх от известково-щелочных базальтов до пород шошонитовой серии. Толеитовые базальты среди них отсутствуют.

Подводные вулканы четко выделяются положительными магнитными (Маловицкий, Осипов, 1975) и гравитационными (Bonasia et al., 1974) аномалиями. Крупные тела неоген-четвертичных вулканитов по своим физическим свойствам на временных сейсмических разрезах отраженных волн входят в состав акустического фундамента.

В альпийских складчатых сооружениях отложения нижнего миоцена и более древние образования интенсивно деформированы и шарьированы. Они представляют собой складчатый (акустический) фундамент

периферии Тирренского бассейна, поскольку их внутренняя структура сейсмическими исследованиями не расшифровывается. Среднемиоценовые и более молодые образования, как правило, не затрагиваются складчатыми деформациями и не участвуют в строении покровных структур. В литературу даже вошло широко употребляемое выражение — «допокровный» и «послепокровный» миоцен (Крашенинников, 1971, 1973). В альпийских складчатых сооружениях и по их периферии послепокровные отложения выполняют отдельные прогибы и впадины, входя в состав осадочного чехла.

Наиболее низкие горизонты осадочного чехла, относящиеся к верхнему миоцену, вскрыты глубоководной скв. 132. Они представлены гипсами, ангидритами и доломитами, а пройденная их мощность составила 41 м (Hsü et al., 1973).

Вышележащие отложения плиоцена и четвертичной системы сложены карбонатно-фораминиферовыми илами и нанноилами с прослоями турбидитов (Cita, 1974). В основании разреза породы часто окрашены в красный цвет. В одном из каньонов у континентальной окраины Сардинии, по данным Р. Селли и А. Фаббри (Selli, Fabbri, 1971), при драгировании были найдены литоральные и мелководные моллюски среднего — позднего плиоцена. Комплексы среднеплейстоценовых фораминифер показывают, что мелководная среда постепенно сменялась глубоководной. В каньоне Стомболи в отложениях плиоцен-четвертичного комплекса драгированием были обнаружены обломки гранитоиднейсов, андезитов, серпентинитов и метаморфизованных вулканитов (Маловицкий и др., 1974). Мощность плиоцен-четвертичных образований по скважинам 132 и 273 составляет соответственно 182 и 270 м (Ryan et al., 1973; Glomar..., 1975).

3

Осадочный чехол Тирренского бассейна на временных сейсмических разрезах отраженных волн выделяется как хорошо выраженная слоистая среда. Сейсмическая информация по нему на лучших по качеству итальянских профилях обычно не превышает 3—4 сек от поверхности дна, а на отдельных участках акватории увеличивается до 5—6 сек. Наличие нескольких опорных отражающих горизонтов дает возможность произвести достаточно точные структурные построения, а вертикальная скоростная неоднородность разреза позволяет в осадочном чехле наметить три комплекса.

Верхний комплекс, по данным М. Каррозо и др. (Carrozo et al., 1974), разделяется на две части. Верхние «мягкие» слои характеризуются скоростями продольных волн 1700—1800 м/сек при средней плотности пород 1,88 г/см³ и нижние консолидированные слои — 2100—2300 м/сек при средней плотности пород 2,08 г/см³. Обычно с ним связано два опорных отражающих горизонта, которым чаще всего присваиваются индексы «А» и «В» (Finetti, Morelli, 1974₂). По данным глубоководного бурения, верхний комплекс имеет плиоцен-четвертичный возраст.

Средний комплекс имеет скорости, изменяющиеся от 2500 м/сек в верхней части до 4300 м/сек в нижней части при средней плотности пород 2,37 г/см³ (Carrozo et al., 1974). К его кровле приурочен опорный отражающий горизонт, чаще всего фигурирующий под индексом «М». Средний комплекс на акватории Тирренского моря распространен спорадически. По данным глубоководного бурения, он сложен эвапоритами верхнего миоцена.

Скорости продольных волн нижнего комплекса 4700—4900 м/сек при средней плотности его пород 2,48 г/см³ (Carrozo et al., 1974). В настоящее время на дне Тирренского моря отложения нижнего комплекса

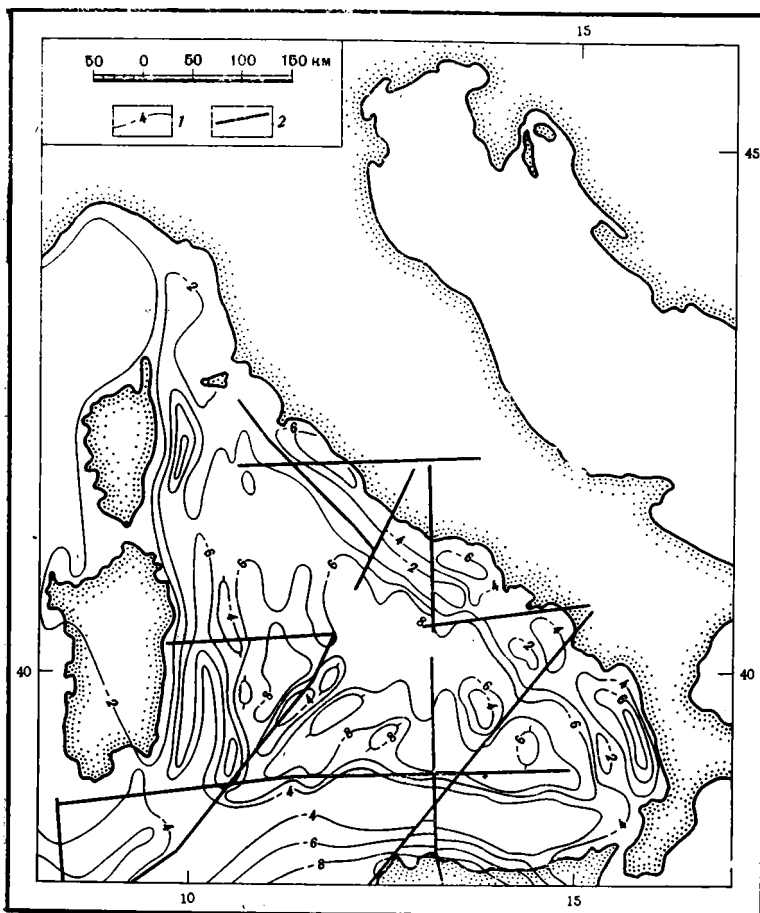


Рис. 1. Структурная схема поверхности консолидированной коры
 1 — изогипсы поверхности консолидированной коры; 2 — основные глубинные разломы

глубоководным бурением не достигнуты. В районе г. Неаполя при площадных сейсмических исследованиях в нем выделен опорный горизонт «К», который привязан к кровле мезозойских известняков п-ова Сорренто.

Подошва осадочного чехла (кровля фундамента) определяется в зонах его больших мощностей, где распространен нижний комплекс, исключительно по одиночным сейсмическим разрезам МПВ и ОГТ (24-кратных) появлением высокоскоростного горизонта (обычно выше 6 км/сек) (рис. 1). В районах распространения верхнего комплекса, где его подстилают кайнозойские вулканиты, подошва осадочного чехла отчетливо намечается на временных разрезах отраженных волн.

Подошва земной коры (поверхность Мохо) определяется по одиночным профилям МПВ и ОГТ и характеризуется скоростями продольных волн от 7,8 до 8,2 км/сек (Carozo et al., 1974).

4

По периферии Тирренского бассейна развита система глубоких прогибов (Северо-Сицилийский, Калабрийский, Туско-Латинал-Кайпанийский, Корсиканский и Сардинский, Finetti et al., 1970). Они прерывистой цепочкой окаймляют альпийские складчатые сооружения. Поверх-

ность фундамента в их пределах погружена до —6—8 км. Калабрийский прогиб по сейсмическому профилю MS-1 (Finetti et al., 1970) вырисовывается как симметричный синклинальный изгиб, с относительно узким ядром и крыльями, наклон слоев в пределах которых достигает 10° (рис. 2). Вверх по разрезу падение пород выполаживается. Калабрийский прогиб выполнен плиоцен-четвертичными и, возможно, более древними горизонтами неогена общей мощностью до 7 км. На крыльях наблюдается сокращение мощности и выклинивание слоев, слагающих разрез прогиба. В зоне континентального склона слои к западу наклонены параллельно дну моря, в то время как мощности всех горизонтов возрастают к востоку.

Корсиканский прогиб по сейсмическому профилю MS-9 (Finetti et al., 1970), напротив, имеет плоское ровное днище. Слагающий его комплекс плиоцен-четвертичных и, возможно, более древних неогеновых образований общей мощностью до 6—8 км резко сокращается на крыльях.

Проведенные И. Финетти и К. Морелли (Finetti, Morelli, 1974₂) детальные сейсмические исследования на акватории в районе г. Неаполя показали, что шельфовые зоны Неаполитанского и Поцуольского заливов представляют пологую мульду северо-восточной ориентировки. С юго-востока ее ограничивает крупное поднятие, связанное с п-овом Сорренто и о. Капри, в пределах которых на поверхность выходят известняки мезозоя. Поднятие п-ова Сорренто представляет собой структурный нос, далеко проникающий в глубь Тирренского моря. К юго-востоку от п-ова Сорренто намечается новая мульда Солерно, связанная с одноименным заливом. Сейсмическими исследованиями захвачено только северо-западное крыло этой мульды. Северо-западным ограничением мульды Неаполитанского и Поцуольского заливов является Флегрео-Искьянское вулканическое поднятие.

В пределах мульды Неаполитанского и Поцуольского заливов слои плиоцен-четвертичных отложений и доплиоценовых образований, в том числе и горизонт «К» (поверхность известняков мезозоя), залегают очень полого (углы наклона меньше одного градуса). Наклон слоев закономерно увеличивается сверху вниз. В сторону поднятия п-ова Сорренто и о. Капри наблюдается региональное сокращение мощности и выклинивание отдельных слоев (рис. 3, 4, а, б). Причем плиоцен-четвертичные образования в центре мульды достигают мощности 1300 м, а к востоку и юго-востоку утоняются до полного выпадения из разреза (рис. 3). Наклон всех слоев увеличивается при переходе от шельфа к континентальному склону до первых градусов и становится параллельным дну моря. Слои юго-восточного крыла мульды Неаполитанского и Поцуольского заливов имеют южный мористый наклон, тогда как мощности всех горизонтов, напротив, увеличиваются к северо-западу в сторону ее оси.

На юго-восточном крутом крыле поднятия п-ова Сорренто и о. Капри, совпадающем с поверхностью континентального склона, большая по мощности нижняя часть плиоцен-четвертичного комплекса упирается близ подножия в поверхность подстилающего субстрата, верхнемiocеновые эвапориты выклиниваются, а доэвапоритовые слои (между горизонтами «Е» и «К») по системе сбросов уменьшаются в мощности к своду от 1000 до 400—500 м. Следует отметить, что сбросы амплитудой до первых сотен метров обнаружены и на других участках района приведенных сейсмических исследований.

От периферии Тирренского бассейна к его центральной части все слои осадочного чехла испытывают региональное погружение, осложненное многочисленными флексурными изгибами и сбросами с амплитудой, обычно не превышающей первых сотен метров. Углы наклона пластов чаще всего не превышают первых градусов, увеличиваясь на

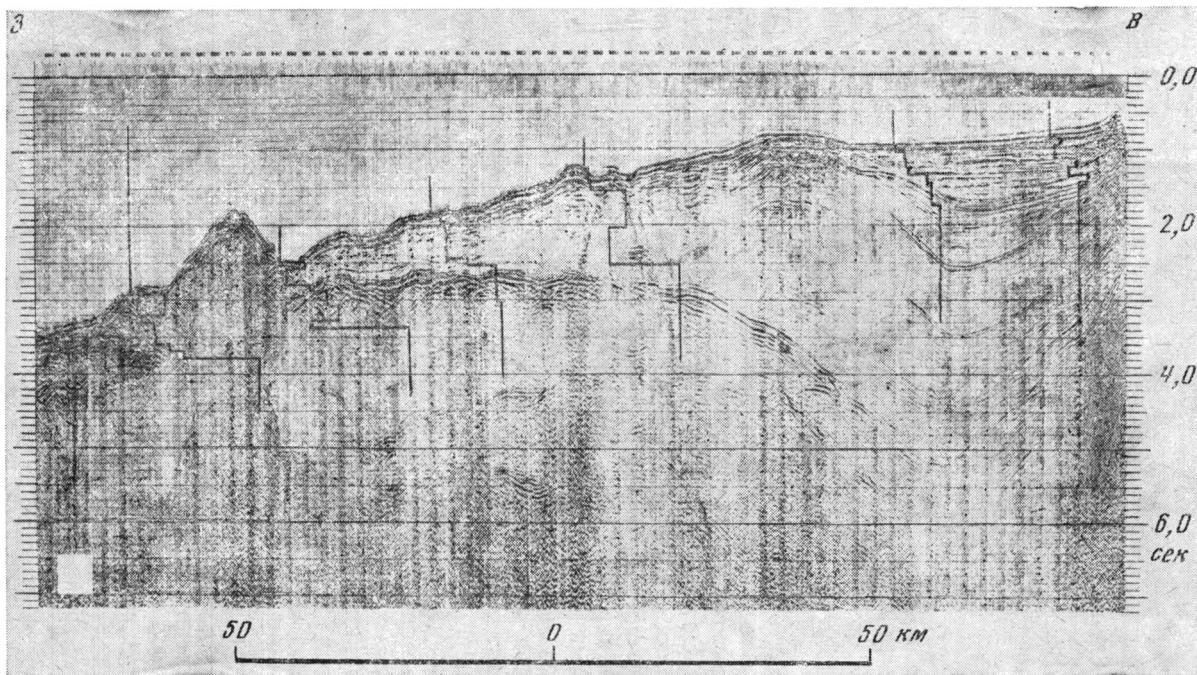
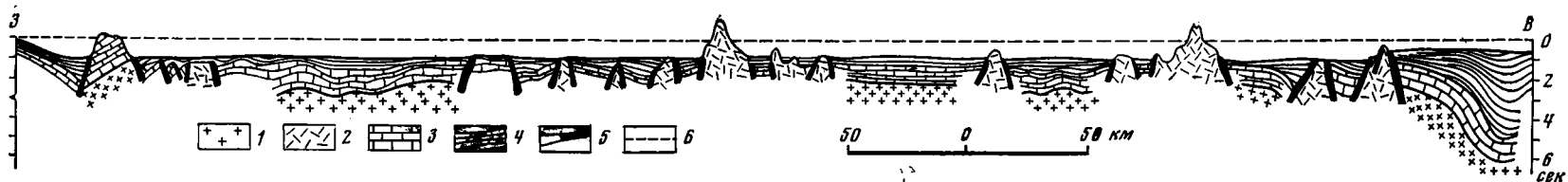


Рис. 2. Сейсмический разрез и палеотектоническая реконструкция по субширотному профилю MS-1, пересекающему Тирренский бассейн (Finetti et al., 1970)

I — к началу позднечетвертичного времени; II — современный временной сейсмический разрез (фрагмент — крайняя восточная часть). 1 — консолидированная кора; 2—4 — комплексы; 2 — вулканический, 3 — доплиоценовый, 4 — плиоцен-четвертичный; 5 — разломы; 6 — поверхность водного слоя

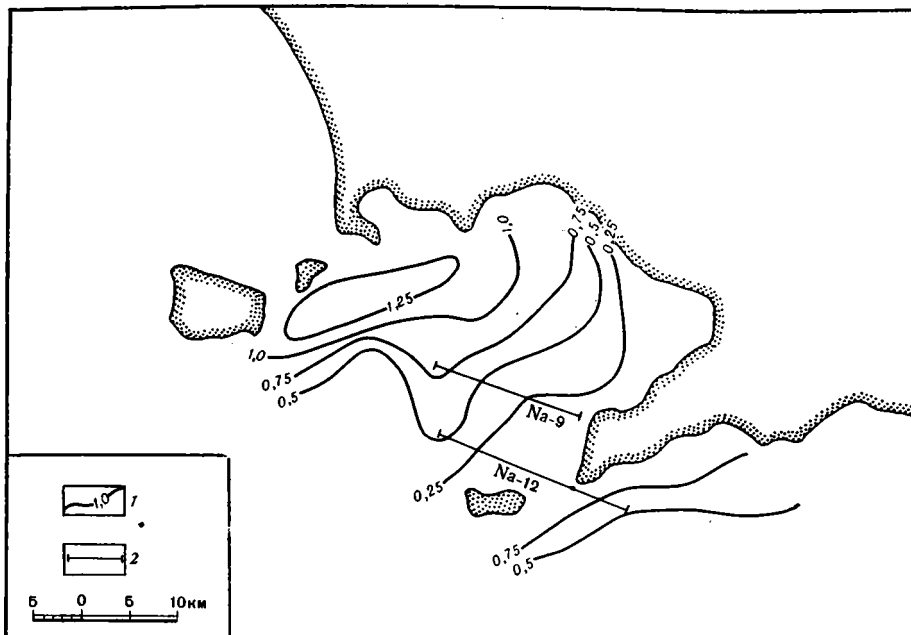


Рис. 3. Карта мощностей плиоцен-четвертичного комплекса Неаполитанского и Поцуольского заливов (Finetti, Morelli, 1974₂)

1 — изопакеты мощностей, км; 2 — линии сейсмических разрезов. Цифрами обозначены сейсмические разрезы рис. 4

участках флексур до первых десятков градусов. Более круто (до 10° и более) слои погружаются в зонах современных континентальных склонов.

Общую картину структуры осадочного чехла (см. рис. 2) прекрасно иллюстрирует субширотный региональный профиль MS-1 (Finetti, Morelli, 1970). На нем видно, что плиоцен-четвертичный комплекс выполняет несколько мульд глубиной до 1,5—1,8 км, разделенных подводными вулканами, вулканическими постройками и поднятиями подстилающего субстрата. В пределах последних в некоторых случаях к дну моря подходят породы фундамента, образующие подводные возвышенности. Общая амплитуда прогиба плиоцен-четвертичных слоев к наиболее погруженным участкам абиссальной равнины превышает 3 км. Нижние (большие по объему) слои плиоцен-четвертичного комплекса на бортах мульд испытывают прислонение. Причем с вулканическими телами плиоцен-четвертичные и доплиоценовые образования чехла, как правило, соприкасаются по плоскостям разрывных нарушений сбросов). Верхние слои плиоцен-четвертичного комплекса часто выходят за пределы мульд, перекрывая поднятия доплиоценового субстрата или вулканические постройки. Последние в его структуре отражения не получают. Поднятия доплиоценовых слоев в равной степени отражаются и не отражаются изгибами плиоцен-четвертичных слоев. Аналогичная картина наблюдается и по другим сейсмическим разрезам, расположенным в разных частях Тирренского моря.

В юго-западной части моря встречаются небольшие диапировые складки верхнего миоцена (Finetti, Morelli, 1974₁).

Верхние горизонты плиоцен-четвертичных слоев повсеместно залегают параллельно дну моря. В зонах континентального склона ее наклон возрастает одинаково с увеличением погружения чехла. Сбросы и флексуры вырисовываются по поверхности дна крутыми уступами и наклонными площадками. Причем крутонаклонная поверхность уступа

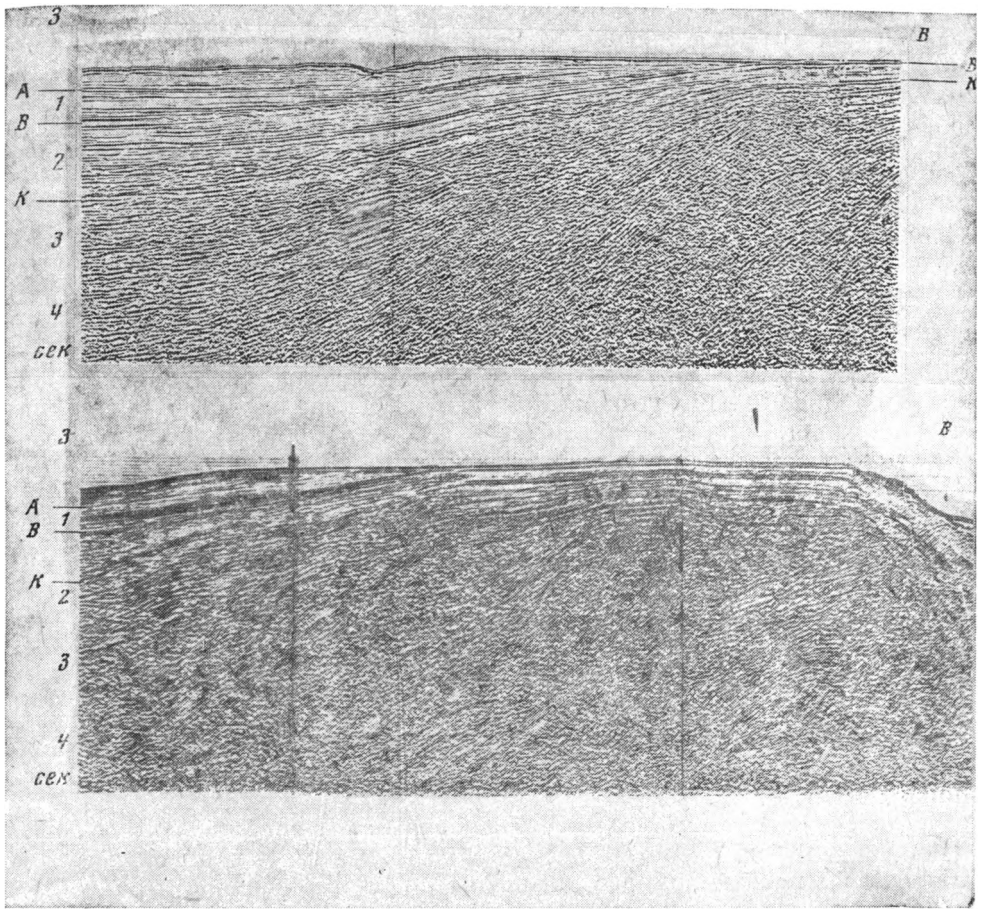


Рис. 4. Сейсмические разрезы через мульду Неаполитанского и Поцуольского заливов и поднятия п-ова Сорренто (Finetti, Morelli, 1974₂). Буквами обозначены: А, В — сейсмические горизонты плиоцен-четвертичного комплекса, К — кровля мезозоя.

а — по линии 1 (Na9); б — по линии 2 (Na12) (см. рис. 3)

непосредственно переходит в плоскость разрывного нарушения внутри осадочного чехла.

В целом глубоководная котловина Тирренского моря вырисовывается как сложная мозаика приподнятых и опущенных блоков. Последние представляют плиоцен-четвертичные мульды, под которыми чаще всего развиты эвапоритовый и доэвапоритовый комплексы осадочного чехла, а в рельефе дна им отвечают участки абиссальной равнины. Поднятые блоки сложены породами палеозойского фундамента, доэвапоритовыми породами осадочного чехла или кайнозойскими вулканитами. Они образуют разной морфологической формы подводные возвышенности и горы.

5

Поверхность Мохо в центральной части Тирренского бассейна резко поднята и залегает на глубине 10—12 км. Отсюда в сторону континентальной окраины она резко погружается до 25—30 км, а в смежных областях островной и континентальной суши располагается на глубине 35—45 км. В то же время поверхность консолидированной коры на акватории Тирренского моря погружена и залегает на абсолютных отмет-

ках до —6—8 км (см. рис. 1). Отсюда мощность консолидированной части земной коры в центре бассейна оценивается всего в 4 км. По данным комплексных сейсмических исследований МПВ и МОВ, она даже на отдельных участках сокращается до 2 км (Carozo et al., 1974). К периферии бассейна толщина консолидированной коры увеличивается до 24—28 км, а на смежных участках островной и континентальной суши измеряется 32—36 км.

Верхняя часть консолидированной коры (фундамент) в пределах глубоководной котловины Тирренского моря, по данным драгирования, слагается породами гранитного слоя. Об этом же свидетельствуют, по данным М. Каррозо и др. (Carozo et al., 1974), последние материалы сейсмопрофилирования, показывающие, что на поверхности фундамента появляются для относительно маломощного интервала глубин скорости 6000 м/сек, трудно прослеживаемые вдоль разрезов. С глубиной скорости продольной волны резко возрастают и средние их значения для консолидированной коры оцениваются в 7100 м/сек при наличии геофизических гранитного и базальтового слоев.

Общая мощность осадочного чехла в центральных районах Тирренского бассейна достигает 3—4 км. Из них на отдельных участках мощность плиоцен-четвертичных образований достигает 1 км, эвапоритов верхнего миоцена обычно не превышает 1,5 км, а доэвапоритовых пород — 3—4 км (Carozo et al., 1974). Среди последних, как было показано выше, присутствуют карбонатные отложения мезозоя. Сейсмическими исследованиями нигде под кайнозойскими вулканитами не обнаружены слои осадочного чехла. Вероятно, подводные вулканиты и вулканические постройки в большинстве случаев непосредственно надстраивают разрез консолидированной части коры. Это положение подтверждается данными отдельных сейсмических профилей МПВ (Fahlquist, Hersey, 1969).

Проведенный структурный анализ позволяет представить себе следующую историю развития Тирренского бассейна. В конце палеозоя в Западном Средиземноморье завершилось формирование герцинских складчатых сооружений и образование континентальной земной коры. В триасе на территории альпийских складчатых сооружений континентальная кора, по-видимому, раскрылась, и образовались глубоководные бассейны с океанической корой (Книппер, 1975; Glangeand, 1962). В них формировались мощные многокилометровые серии глубоководных осадков и вулканитов.

Большая внеальпийская часть территории Тирренского бассейна к началу мезозоя продолжала оставаться участком жесткой литосферной плиты с корой континентального типа. Об этом свидетельствуют породы фундамента, поднятые при драгировании. В неогеновых толщах Апеннин и плиоцен-четвертичных образованиях самого бассейна обнаружены многочисленные гальки и валуны гранитоидных и метаморфических пород, принесенных со стороны акватории Тирренского моря (Белоусов, 1968, 1976; Муратов, 1972; Heezen et al., 1971). И наконец, скорости продольных волн в верхней части консолидированной коры характерны для «гранитного» слоя.

В мезозое отдельные блоки на территории Тирренского бассейна начали погружаться. По-видимому, в условиях неглубокого морского бассейна накапливались относительно умеренной мощности осадки доэвапоритового комплекса, во много раз меньше по сравнению с мощностями синхронных по возрасту образований смежных районов альпийских складчатых сооружений.

В конце мезозоя и в кайнозое в результате интенсивных многократных процессов скучивания глубоководные альпийские бассейны сократились в поперечнике в несколько раз (Трюмпи, 1965), и выполнившие их породы создали сложные складчатые сооружения. В их пределах

вновь сформировалась мощная континентальная кора. Во внеальпийской части Тирренского бассейна мезозойско-кайнозойский доэвапоритовый комплекс не был затронут процессами складчатости и вошел в состав осадочного чехла. Неравномерное прогибание и вертикальные блоковые тектонические движения дифференцировали внеальпийскую часть бассейна на опущенные и приподнятые участки. Прекрасным примером конседиментационной длительно прогибавшейся структурой является мульда Неаполитанского и Поцуольского заливов. Напротив, смежное с ней поднятие п-ова Сорренто испытывало в это же время конседиментационное длительное относительное воздымание, четко улавливаемое по сокращению мощностей и выклиниванию отдельных слоев при движении от его крыльев к своду. Некоторые крупные поднятия Тирренского бассейна на протяжении почти всей мезозойско-кайнозойской истории оставались выступами фундамента, являясь источниками сноса обломочного материала.

В позднем миоцене горные системы Бетских Кордильер и Рифа изолировали Средиземную акваторию от Атлантики (Чумаков, 1971, 2, 1975; Hsu et al., 1973; Nesteroff, 1974). В условиях отшнуровавшегося бассейна началось интенсивное испарение водных масс, понижение их уровня и накопление эвапоритов (Hsu, 1973; Cita, 1974). В палеогеографическом отношении позднемиоценовый (мессинский) бассейн был, по-видимому, близок современному заливу Кара-Богаз-Гол (Sonnenfeld, 1975), но отличался значительно большими размерами и глубинами. Уровень мессинского моря был много ниже Атлантики. Через район Гибралтара на западе и Босфора и Дарданелл на востоке оно постоянно пополнялось водными массами, которые в итоге неравномерного опускания дна привели к образованию значительной мощности эвапоритовых осадков.

В неогене развитие Тирренского бассейна сопровождалось неоднократным трещинным излиянием преимущественно базальтоидной щелочной магмы. Оно продолжалось в плиоценовом и четвертичном времени. Выплавка магмы происходила из верхов мантии (Franco et al., 1973). Активная вулканическая деятельность создала многочисленные подводные вулканы и вулканические постройки, являющиеся одним из основных элементов современного достаточно расчлененного и высокоамплитудного рельефа рассматриваемой акватории.

По мощностям, условиям залегания доплиоценового чехла и общему стилю созданных тектоническими движениями деформаций мезозойско-позднемиоценовый этап развития внеальпийской части Тирренского бассейна можно рассматривать как платформенный. Своеобразие мессинского этапа развития связано лишь с изменением палеогеографической обстановки, а именно в смене терригенно-карбонатного осадконакопления на эвапоритовое.

В неогене (скорее всего со второй его половины) вдоль альпийских складчатых сооружений заложились тыловые и краевые прогибы, компенсирующие их воздымание. Компенсационные прогибы испытывали интенсивное погружение вплоть до современной эпохи, приведшее к формированию мощных серий преимущественно терригенных осадков, накапливающихся, по-видимому, в мелководных условиях.

В пределах Тирренского бассейна установлено повсеместное прислонение параллельно лежащих слоев плиоцен-четвертичного комплекса к подстилающему субстрату. В пределах глубоководной котловины отсутствуют отрицательные структуры, у которых наблюдается постепенное сокращение мощности и выклинивание слоев от их центральных частей к крыльям и сводам смежных поднятий. Значит опускание произошло до осадконакопления и имело резкий кратковременный постседиментационный характер. Образовавшийся за счет нисходящих движений тектонический палеорельеф в плиоцен-четвертичное время в условиях от-

носителем глубокого открытого моря начал заполняться осадками. Конседиментационные отрицательные структуры обнаружены только на периферии бассейна в пределах площадей современного шельфа. К ним относятся прогибы компенсационного типа и мульда Неаполитанского и Поцуольского заливов. Последняя несет все черты платформенного развития. Прогибы, располагавшиеся вдоль окраин бассейна, являлись своеобразными перехватчиками обломочного материала, тем самым препятствуя его поступлению в более глубоководные районы плиоцен-четвертичного Тирренского бассейна.

По величине прислонения осадков величина кратковременного опускания конца миоцена — начала плиоцена, по-видимому, превышала многие сотни метров, возможно, приближаясь к 1000 м. Оно происходило как в виде пластичных изгибов пород, так и по разрывным нарушениям или их системам. Кратковременное опускание в общем вписалось в область доальпийской консолидации, захватив лишь периферийные части альпийских складчатых сооружений. Оно носило дифференцированный характер. Платформенные поднятия и крупные вулканические структуры были вовлечены в меньшее погружение и не покрывались или покрывались маломощным плащом преимущественно верхних слоев плиоцен-четвертичного комплекса. Отдельные поднятия, возможно, даже выступали в отдельные отрезки плиоцен-четвертичного времени из-под уровня моря в виде изолированных островов небольших размеров.

А. Фаббри и Р. Селли (Fabbri, Selli, 1972) даже считают, что в среднем плиоцене на рассматриваемой территории существовал архипелаг, состоящий из многочисленных больших островов, разделенных каналами и лагунами. Напротив, площади доплиоценовых отрицательных структур опустились наиболее глубоко, и в их пределах сформировались значительно более мощные толщи плиоцен-четвертичных осадков.

Полное соответствие дислокаций плиоцен-четвертичных слоев и современной поверхности дна моря в пределах Тирренского бассейна мористее прогибов свидетельствует о четвертичной, а точнее, позднечетвертичной фазе тектонических деформаций (см. рис. 2, а, б). Отчетливая параллельность этих слоев, их прекрасная слоистость и отсутствие увеличения наклона от более верхних горизонтов к нижним исключает явление облекания в зонах изгибов. Эти изгибы несомненно имеют постседиментационную природу и вызваны современными тектоническими движениями.

Структурные доказательства молодого опускания подтверждаются и некоторыми палеогеографическими данными. Например, как указывалось выше, несомненная мелководность фауны средне- и верхнеплиоценовых отложений к востоку от Сардинии, где в настоящее время глубины моря превышают 2 км. Современная и ископаемая наземная фауна островов северной части акватории явно свидетельствует о их связи в плиоценовое и четвертичное время с континентом. Необходимо отметить, что идеи геологической молодости Тирренского бассейна и в целом Средиземного моря уже давно нашли отражение в исследованиях многих советских и зарубежных ученых (Емельянов и др., 1965; Муратов, 1972; Маловицкий и др., 1975, 1976; Маловицкий, Казаков, 1975; Биро, Дреш, 1960; Bourcat, Glangeand, 1954; Selli, Fabbri, 1971; Fabbri, Selli, 1972; Storetvedt, 1973; Sonnenfeld, 1975).

Тектонические движения мористее периферических прогибов привели к опусканию на 2,5—3 км гигантского блока земной коры и создали современный облик Тирренской глубоководной котловины, отделенной от невовлеченных в погружение областей континентальными склонами. Последние, таким образом, представляют гигантские флексурно-разрывные зоны. Практически везде эти зоны вышли за пределы контуров опускания конца миоцена — начала плиоцена на расстояние, обычно не превышающее первых десятков километров. Четвертичное опускание

также имело дифференцированный характер. Поднятия начала плиоценового времени испытывали меньшие погружения, образовав подводные возвышенности и горы. Напротив, отрицательные структуры опустились на максимальную глубину и стали участками современной абиссальной равнины.

6

Плиоценовая эпоха явилась принципиальным коренным рубежом в развитии Тирренского бассейна. В доплиоценовое время он входил в состав структур континентального ряда (Белоусов, 1968, 1976; Муратов, 1972; Маловицкий и др., 1975, 1976; Маловицкий, 1977; Bourcart, Glangeand, 1954; Glangeand, 1956; Storetvedt, 1973). В палеозое на большей его площади происходило геосинклинальное развитие, приведшее к становлению фундамента и континентальной земной коры. В мезозое и доплиоценовом кайнозое на значительных площадях в условиях платформенного режима накапливался осадочный чехол. В конце миоцена или начале плиоцена к подошве литосферы, по-видимому, подошли крупные массы относительно легкого и нагретого мантийного материала (аномальная мантия). Они привели к фазовым переходам в кристаллической части земной коры, приведшим к ее резкому утонению, а в поверхностном выражении реализовавшееся в виде интенсивного кратковременного опускания (Яншин и др., 1977). Еще более энергично этот процесс протекал в четвертичное время и создал современный глубоководный Тирренский бассейн. Я. П. Маловицкий (1978) предложил подобного типа структуры называть пелагогенными, т. е. рожденными морем. Таким образом, Тирренский глубоководный бассейн, как и другие пелагогенные структуры Средиземного моря, возник на жестких литосферных плитах. Горизонтальные движения последних привели к закрытию межплитных глубоководных альпийских прогибов и превращению их в складчатые сооружения, окончательно спаявшие Средиземноморскую область в единую литосферную плиту. Следовательно, современное море имело непосредственную связь и преемственность не с глубоководными бассейнами Тетиса, а с более мелководными эпиконтинентальными частями обширнейшей доплиоценовой акватории.

Литература

- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
Белоусов В. В. Геотектоника. Изд-во Моск. ун-та, 1976.
Биро П. и Дреш Ж. Средиземноморье, т. 1. Западное Средиземноморье. М., Изд-во иностр. лит. 1960.
Емельянов Е. М., Михайлов О. В., Москаленко В. Н., Шимкус К. М. Основные черты тектонического строения дна Средиземного моря. В сб.: Геология дна океанов и морей. Докл. сов. геол. на XXII сес. МГК, проблема 16. М., «Наука», 1964.
Емельянов Е. М., Михайлов О. В., Шимкус К. М. Некоторые особенности строения и тектонического развития Средиземного моря. В сб.: Основные черты геологического строения гидрологического режима и биологии Средиземного моря. М., «Наука», 1965.
Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М., «Наука», 1975.
Крашенинников В. А. Стратиграфия миоценовых отложений Средиземноморья по фораминиферам. М., «Наука», 1971.
Крашенинников В. А. Стратиграфия миоценовых отложений области Атлантического, Индийского и Тихого океанов по фораминиферам. М., «Наука», 1973.
Кузнецов Ю. Я. Некоторые черты нефтегазоносности Средиземноморского шельфа.— В сб.: Проблемы геологии шельфа. М., «Наука», 1975.
Маловицкий Я. П. Основные проблемы и направления геолого-геофизической изученности внутренних морей Тетиса.— В сб.: Комплексное исследование Черноморской впадины. М., «Наука», 1976.
Маловицкий Я. П. Тектоника дна Средиземного моря. М., «Наука», 1978.
Маловицкий Я. П., Емельянов Е. М., Казаков О. В., Москаленко В. Н., Осипов Г. В., Шимкус К. М., Чумаков И. С. Геологическое строение дна Средиземного моря (по

- данным комплексных геолого-геофизических исследований).— В сб.: Гидрологические и геологические исследования в Средиземном море. М., «Наука», 1975.
- Маловицкий Я. П., Есина Л. А., Москаленко В. Н., Осипов Г. В., Шимкус К. М.* Глубинная структура и история геологического развития впадин Средиземного моря. Докл. сов. геологов на XXV сес. МГК. Палеонтология, морская геология. М., «Наука», 1976.
- Маловицкий Я. П., Казаков О. В.* Тектоническая карта дна Средиземного моря.— В сб.: Гидрологические и геологические исследования в Средиземном море. М., «Наука», 1975.
- Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Прокопцев Н. Г., Пилипчук М. Ф., Соколов В. С.* 19-й рейс НИС «Академик С. Вавилов».— Океанология, 1974, т. XIV, вып. 4.
- Маловицкий Я. П., Осипов Г. В.* Аномальное магнитное поле Средиземного моря и его возможная геологическая природа.— Геофиз. сб. АН УССР, вып. 65, 1975.
- Маловицкий Я. П., Прокопцев Н. Г.* Карбонатно-цеолитовая базальтовая лава подводной горы (вулкана) Вавилова в Тирренском море.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 6.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973.
- Михайлов О. В.* Рельеф дна Средиземного моря. В сб.: Основные черты геологического строения гидрологического режима и биологии Средиземного моря. М., «Наука», 1965.
- Михно М. Ф.* Изучение осадочной толщи Тирренского и Ионического морей сейсмическими методами.— Океанология, 1963, т. III, вып. 5.
- Москаленко В. Н.* Новые данные о строении осадочной толщи Средиземного моря.— Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 6.
- Москаленко В. Н.* Изучение осадочной толщи Средиземного моря сейсмическими методами.— В сб.: Основные черты геологического строения гидрологического режима и биологии Средиземного моря. М., «Наука», 1965.
- Москаленко В. Н.* Строение осадочной толщи в Тирренском море по сейсмическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 6.
- Москаленко В. Н.* Результаты сейсмических исследований строения дна Средиземного моря.— Морская геология и геофизика, 1970, № 1.
- Москаленко В. Н.* Земная кора Средиземного моря.— В сб.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М., «Наука», 1975.
- Москаленко В. Н., Шимкус К. М.* Геологическая интерпретация сейсмических границ верхней части осадочной толщи Средиземного моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 2.
- Муратов М. В.* История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного моря.— Геотектоника, 1972, № 5.
- Непрочнов Ю. П.* 42-й рейс «Гломара Челленджера».— Природа, 1976, № 4.
- Сегро А.* Некоторые общие замечания о подводной орोगрафии Тирренского моря.— В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М., «Прогресс», 1964.
- Трюмпи Р.* Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп.— В сб.: Тектоника Альпийской области. М., «Мир», 1965.
- Чумаков И. С.* Некоторые вопросы геологической истории Средиземноморского бассейна в конце миоцена — начале плиоцена по новым данным.— Сов. геология, 1971, № 10.
- Чумаков И. С.* Геологическая история Средиземного моря конца миоцена — начала плиоцена (по новым данным). Автореферат доклада.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, вып. 3.
- Чумаков И. С.* К проблемам мессиния Средиземноморья (тезисы доклада).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 5.
- Яншин А. Л., Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е.* Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5.
- Biju-Duval B., Letouzey J., Montadert L.* Structure and evolution of the Mediterranean Basins. Institute Français du petrole, 1976.
- Bonasia V., Montagna S., Pingue F.* Il campo gravimetrica dell'isola di Ustica (Tirreno meridionale). Rivital geofis., 1974, v. 23, No. 3—4.
- Bottari A. L., Gindice E.* On the P-Wave velocity and plate-tectonics implications for the Tyrrhenian deepearthquake zone Tectonophysics, v. 25, No. 3—4, 1975.
- Bourcart J., Glangaud L.* Morphotectonique de la marge continentale Nord-Africaine.— Bull. Soc. Geol. France, 1954, 6-e serie, t. IV.
- Bruno M.* Les continents se sont probablement séparés aux Acores.— Sci. et Vie, 1971, v. 119, No. 647.
- Corroso M. T., Giorgetti F., Nicolich K.* An example comparative analysis of geophysical data.— Boll. Geofis. teor. applicata, 1974, v. XVI, No. 62—63.
- Carte geologique et structurale des bassins tertiaires du domaine Mediterranean, Echelle 1 : 2 500 000. Paris, 1974.
- Cita M. B.* Stratigraphie du Neogene dans les fonds marins de la Mediterranea.— Mem. Bur. rech. geol. et minerales, 1974, v. 1, No. 78.

- Fabbi A., Selli R.* The structure and stratigraphy of the Tyrrhenian Sea. «Mediterr. Sea. Natur. Sedimentat. Lab.» Stroudsbougr, 1972.
- Fahlquist D. A. and Hersey J. B.* Seismic retraction measurements in the Western Mediterranean Sea.— Bull. Inst. Oceanogr., 1969, v. 67, No. 1386.
- Finetti J., Morelli C., Zarudsky E.* Continuous seismic profiling in the Tyrrhenian Sea.— Boll. Geofis. Teor. Appl., 1970, v. 12, No. 48.
- Finetti I., Morelli C.* Geophysical exploration of the Mediterranean Sea.— Bull. Geophys. Theor. Appl., 1973, v. 15, No. 66.
- Finetti I., Morelli C.* Esplorazione geofisica dell'area Mediterranea circostante il Blocco Dardorso. Estratto del volume: Paleogeogr. del barziazio sardo nell'ambito del Medit. occidentale, 1974.
- Finetti I., Morelli C.* Esplorazione sismica a riflessione dei golfi di Napoli e Pozzuoli.— Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata. 1974, v. 16, No. 62—63.
- Franco B., Fabrizio I., Gorgio F., Iörg K., Letterio V.* Evolution of Colian arc volcanism (Southern Tyrrhenian Sea).— Earth and Planet Sci. Lett., 1974, No. 3.
- Gabin R.* Resultats d'une etude de sismique reflection dans le Canal de Corse et de sondeur de vase dans le Basin Toscan.— Mar. Geol., 1972, v. 13, No. 4.
- Glangeaud L.* Correlation chronologique des phenomenes geodynamiques dans les Aples, l'Apennin et l'Atlas Nord-Africain.— Bull. Soc. Geol. France, 1956, 6-e serie, t. VI.
- Glangeaud L.* Paleogeographie dynamique de la Mediterranee et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quaternaires.— In: Oceanographie geologique et geophysique de la Mediteranee occidentale, Paris, 1962.
- Glomar Challenger* returns to the Mediterranean Sea.— Geotines, 1975, No. 8.
- Heezen B. C., Gray C., Seare A. G., Zarudski E. F. K.* Evidence of Foundered Continental Crust beneath the Central Tyrrhenian Sea.— Nature, 1971, v. 229, No. 29.
- Hsü K. J.* The desiccated deep-basin model for the Messinian event. Geol. Inst. ETH Zürich, Switzerland.— In: Messinian Events in the Mediterranean, 1973.
- Hsü K. J., Ryan W. B. F., Cita M. B.* Late Miocene desiccation of the Mediterranean.— Nature, 1973, c. 242, No. 539.
- Maxwell J. C.* The Mediterranean, ophiolites and continental drift.— In: Megatectonics of Continents and Oceans. New Brunswick, Rutgers Univ. Press, 1970.
- Morelli C.* Geophysics of the Mediterranean.— Newslett. Coop. Invest. Mediterr., 1975, No. 7.
- Nesteroff W. D.* Evolution de la sedimentation pendant le neogene en Mediterranee d'apres les forages JOIDE-DSDP. Mediterr. Sea: Natur. Sedimentat. Lab. Stroudsbougr, 1974.
- Ryan W. B. F., Hsü K. J. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. XIII. Washington (US Government Printing Office), 1973.
- Selli R., Fabbi A.* Geologia.— Tyrrhenian: a Pliocene deep Sea Lincei-Rend. Sci. fis. mat. e nat., 1971, v. 50, No. 5.
- Sonnenfeld P.* The significance of Upper Miocene (messinian) evaporites in the Mediterranean Sea.— J. geol., 1975, v. 83, No. 3.
- Storetvedt K. M.* Genesis of West Mediterranean basins.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, No. 21.

Геологический институт
АН СССР
Институт океанологии АН СССР
Южное отделение, Геленджик

Статья поступила
17 мая 1978 г.

УДК 551.24+550.3(479.24)

И. О. ЦИМЕЛЬЗОН

**К ВОПРОСУ О СООТНОШЕНИЯХ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН
БОЛЬШОГО КАВКАЗА И АПШЕРОНСКОЙ ОБЛАСТИ**

Выявлено унаследование структур плиоценовых от структур миоцен-верхнемеловых отложений Апшеронской области. Увеличение мощности миоцен-палеогеновых отложений, установленное бурением на участке Шорбулаг и ряде аналогичных участков, объясняется диапировым характером тектоники миоцена — палеогена, а не инверсионными соотношениями поверхностной и мезозойской складчатости, как это предполагают некоторые авторы. В качестве первоочередных объектов комплексных геолого-геофизических исследований в пределах Апшеронской области выдвигаются участки локальных минимумов силы тяжести, обусловленные наличием погребенной диапировой складчатости.

Вопрос о структурных связях складчатых зон юго-восточного окончания Большого Кавказа и Апшеронской области относится к числу нерешенных вопросов региональной тектоники Азербайджана; этому вопросу посвящена довольно большая литература. Последней по времени сводной работой о тектонических соотношениях складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области является монография Б. В. Григорьянца (1962). Выводы автора являются развитием и некоторым уточнением взглядов, изложенных в работе В. Е. Хаина и его сотрудников (1955).

Б. В. Григорьянец выделяет в пределах Апшеронской области два структурных этажа: близшироотно ориентированный палеоген-миоценовый, всецело унаследованный от мезозойского структурного плана области и близмеридионально ориентированный плиоцен-антропогеновый. В миоцен-мезозойском комплексе этот автор выделяет три зоны поднятий: Островную (Камни Два Брата — банки Апшеронская и Цюрупа), Центральную (Джорат-Новханы — Фатьмаи — Кюрдаханы) и Южно-Апшеронскую (Кечалдаг-Бинагады — Гоусаны — Зыря), являющиеся прямыми продолжениями соответственно Тенгинско-Бешбармакского, Алтыгагач-Куркачидагского и Алаташ-Юнусдагского антиклинориев (рис. 1). За продолжение центрального поднятия юго-восточного окончания Большого Кавказа, Б. В. Григорьянец предположительно принимает слабый локальный максимум силы тяжести к востоку от банки Андриевского. Следует отметить, что Б. В. Григорьянец в значительной мере основывает свои выводы о структурных связях складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области и соотношениях структурных планов плиоценовой и миоцен-верхнемеловой складчатости, в пределах последней на геофизических предпосылках, главным образом на использовании данных гравиметрии. При этом автор исходит из того критерия, что как крупные локальные аномалии силы тяжести, так и региональные аномалии и в целом гравитационная картина Апшеронской области обусловлены главным образом структурой мезозоя и палеогена.

В сводной работе о геологии нефтяных и газовых месторождений Азербайджана (Али-заде и др., 1966) поднятия Камни Два брата и Цю-

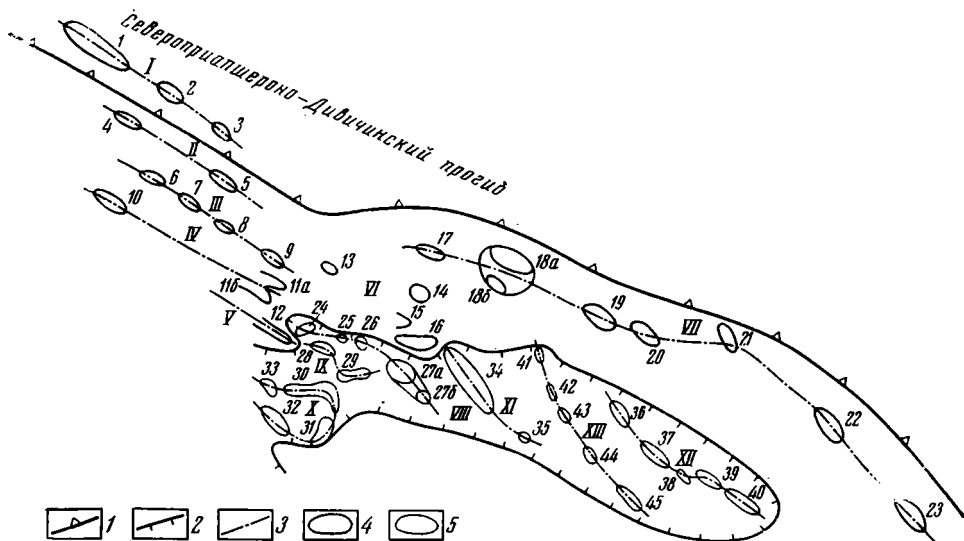


Рис. 1. Схема тектоники миоцен-мезозойского комплекса пород Апшеронской области и прилегающих участков

1 — контуры крупных тектонических элементов; 2 — контуры тектонической зоны дипириковой складчатости; 3 — осевые линии антиклинальных поясов; 4 — поднятия мезозойских (преимущественно юрских) пород, выделяемые по наличию локальных максимумов силы тяжести и верхнемеловых пород по данным сейсморазведки; 5 — поднятия миоцен-палеогеновых пород, выделяемые по наличию локальных минимумов силы тяжести или по данным сейсморазведки.

Североприапшероно-Дивичинский прогиб: I — Кайнарджинский антиклинальный пояс; 1 — Кайнарджа, 2 — Кызылбурун-море, 3 — Зорат-море; мегантиклинорий Большого Кавказа; II — Тенгинско-Бешбармакский пояс; 4 — Бешбармак, 5 — Советабд; III — Бегимдаг-Ситалчайский пояс: 6 — Бегимдаг, 7 — Ситалчай, 8 — Яшма, 9 — Яшма-море; IV — Алтыгагач-Куркачидагский пояс: 10 — Алтыгагач, 11а — Куркачидаг, 11б — Куркачидаг-море; V — Юнусдагский пояс: 12 — Юнусдаг; VI — Нардаран-Кюрдаханинский тектонический участок: 13 — Советабд-море, 14 — Нардаран-море, 15 — Кюрдаханы-море, 16 — Кюрдаханы-Маштаги; VII — Североприапшеронский пояс: 17 — Камни Два Брата, 18а — банка Апшеронская, 18б — банка Цюрупа, 19 — банка Андриевского, 20 — банка Андриевского восточная; 21 — Шапировского, 22 — им. 40-летия Азербайджана, 23 — Абрамовича; Апшеронский прогиб. VIII — Центральноапшеронский антиклинальный пояс: 24 — Джорат, 25 — Новханы, 26 — Фатьмай, 27а — Сабунчи, 27б — Сураханы; IX — Саран-Бинагадинский пояс; 28 — Саран, 29 — Бинагады; X — Западно-Апшеронский пояс; 30 — Боздаг-Шабандаг; 31 — Локбатан-Пута-Ахтарма, 32 — Шорбулаг-Шонгар, 33 — Караибат; XI — Кала-Зыринский пояс; 34 — Кала, 35 — Зыря; XII — пояс о. Жилой — Нефтяные Камни: 36 — Камни Григоренко, 37 — о. Жилой, 38 — Ази Асланова, 39 — Грязевая Сопка, 40 — Нефтяные Камни; XIII — Артемовский пояс; 41 — банка Дарвина, 42 — о. Артема северный, 43 — о. Артема южный, 44 — Гюрдяны-море, 45 — Южная

рупа предположительно принимаются за продолжение Кайнарджа-Зоратского антиклинального пояса (см. рис. 1), а поднятие банка Апшеронская относится к более северному антиклинальному поясу (банка Апшеронская — банка Андриевского — им. 40-летия Азербайджана). Бешбармакская антиклиналь рассматривается в этой работе в качестве крайнего восточного положительного структурного элемента Афуржда-Бешбармакского антиклинального пояса, а Советабдское поднятие относится к Доразорат-Советабдскому антиклинальному поясу.

В 1968 г. А. Н. Гаджиев опубликовал схему структурных связей Прикаспийско-Кубинской и Апшеронской областей (Гаджиев, Мустафаев, 1968). Основываясь на данных сейсморазведки, А. Н. Гаджиев принимает за восточное продолжение Алтыгагач-Куркачидагского и Алаташ-Юнусдагского антиклинорий соответственно верхнемеловые структурные выступы мыса Безымянного и Кюрдаханы-море. Автор высказывает

предположение, что Советабдская структура, относящаяся, как и по схеме Б. В. Григорьянца, к Тенгинской зоне (Бешбармак-Тегчай-Советабдский антиклинальный пояс) и структура Яшма-море, относящаяся к Хизинской зоне (Бегимдаг-Ситалчай-Яшминский антиклинальный пояс) в юго-восточном направлении объединяются, образуя крупный структурный выступ (Советабд-море) в сторону складки Камни Два брата.

На принципиально других критериях основывался наш подход к тектоническому районированию миоцен-палеогеновых и мезозойских отложений Апшеронской области и прилегающей части Прикаспийского района (Цимельзон, 1960, 1961, 1963_{1,2}). В этих работах тектоническое районирование было выполнено по крупным элементам гравитационного поля. При этом учитывался также различный характер взаимосвязи локальных аномалий силы тяжести с локальной тектоникой миоцен-палеогеновых и мезозойских отложений. В соответствии с этими критериями были выделены следующие крупные тектонические зоны (см. рис. 1).

1. Зона развития на поверхности или неглубокого залегания мезозойских структур северо-западной части Апшеронского полуострова и северного его побережья, совпадающая с юго-восточной частью Диббарского регионального максимума силы тяжести (Вебер, Федынский, 1947). Диббарский максимум обусловлен общим подъемом мезозойских отложений и поверхности консолидированной коры (кристаллического фундамента). Обусловленность Диббарского максимума подъемом не только кровли мезозоя, но и более древнего фундамента, подтверждается анализом результатов трансформаций гравитационного поля, указывающих на отсутствие наложения различных по знаку гравитационных влияний. При инверсионных соотношениях максимум силы тяжести, соответствующий подъему мезозоя, фиксировался бы на фоне более обширного минимума, обусловленного прогибом фундамента. Локальные максимумы силы тяжести зоны мезозойской складчатости обусловлены локальными же поднятиями мезозойских (преимущественно юрских) пород (Цимельзон, 1963₂). К описываемой зоне относится, в частности, выделенная Б. В. Григорьянцем в северной части Апшеронской области так называемая Островная зона поднятий.

2. Зона миоцен-палеогеновой диапировой складчатости Апшеронского полуострова и восточного его побережья, совпадающая с областью Апшеронского регионального минимума силы тяжести. Апшеронский минимум, являющийся составной частью более крупной Апшероно-Нижекуруинской гравитационной депрессии, обусловлен в основном увеличением мощности осадочных отложений. Прогиб поверхности консолидированной коры и юрского комплекса пород, отображением которого является Апшеронский минимум, имеет широтное простираение. Локальным поднятиям миоцен-палеогеновых пород зоны диапировой складчатости соответствуют локальные минимумы силы тяжести; в центральной и восточной частях Апшеронского полуострова диапиризм носит недоразвитый характер.

3. Зона резко увеличенной мощности верхнеплиоцен-антропогеновых отложений южного побережья Апшеронского полуострова, совпадающая с областью перехода от Апшеронского регионального минимума к области регионального увеличения силы тяжести южного побережья; поднятиям плиоценовых отложений в общем соответствуют локальные максимумы силы тяжести; осложняющим обстоятельством является фаціальная изменчивость отложений продуктивной толщи.

В отличие от точки зрения Б. В. Григорьянца о наличии в пределах Апшеронской области двух несогласно построенных структурных этажей (плиоцен-антропогенного и миоцен-мезозойского) анализ гравиметрических материалов привел нас к противоположному выводу об общем согласии тектоники плиоцен-антропогеновых и миоцен-палеогеновых, а также меловых отложений в пределах тектонической зоны

диапировой складчатости Апшеронской области (т. е. в пределах собственно Апшеронского полуострова и восточного его побережья). При этом подчеркивалось, что поскольку мезозойская и палеоген-миоценовая складчатости Апшеронской области имеют различную гравитационную характеристику (они отображаются соответственно локальными максимумами и минимумами), данные гравиметрии вообще не могут служить обоснованием для выделения в пределах Апшеронского полуострова единого близширотного ориентированного миоцен-мезозойского структурного этажа.

Точка зрения об общем согласии тектоники плиоцен-антропогенных, миоцен-палеогеновых и меловых отложений Апшеронской области получила частичное подтверждение при обобщении материалов сейсморазведки о тектонике подстилающих продуктивную толщу отложений восточной части Апшеронского полуострова, выполненных А. М. Хенкиной (1961). Сопоставление структурных схем по разным условным сейсмическим горизонтам в плиоценовых, миоцен-олигоценных и меловых (?) отложениях показало, что структурный план плиоцен-антропогенных отложений сохраняет общие черты строения и в подстилающих отложениях (до глубины 7—8 км). Одновременно с этим на крыльях и периклиналях антиклинальных складок появляются широтно ориентированные осложнения типа структурных выступов. Образование выступов приводит к разделению прилегающих синклиналей на отдельные мульды.

В последнее время К. И. Гоberman выполнила обобщение материалов сейсморазведки о тектонике подстилающих продуктивную толщу отложений по южному побережью Апшеронского полуострова и частично по Восточному Апшерону. В результате обобщения сейсмических материалов были построены структурные схемы по условным сейсмическим горизонтам, приуроченным к кровле подкирмакинской (ПК) свиты продуктивной толщи, миоцен-олигоценным отложениям и к палеогену — верхам мела (?). Указанные схемы опубликованы в 1971 г. в совместной работе (Шимельзон, Гоberman, 1971), в связи с чем они здесь не приводятся. По сравнению со схемой по Восточному Апшерону А. М. Хенкиной условный горизонт, приуроченный к палеогену — верхам мела (?), углублен на схеме К. И. Гоberman примерно на 1—1,2 км и достигает в южной части площади глубин порядка 11 км. Следует подчеркнуть, что стратиграфическая оценка условных сейсмических горизонтов (в особенности наиболее глубокого) весьма приближенная, так как скважины на рассматриваемой территории в отдельных случаях вскрыли только верхи миоцена.

Сопоставление сейсмических схем указывает на то, что основные черты складчатости в виде крупных структурных элементов в общем сохраняются с глубиной. В частности, общее согласие тектоники плиоценовых, миоцен-олигоценных и палеоген-верхнемеловых (?) отложений отмечается в пределах юго-восточной части Фатьмай-Зыхского антиклинального пояса, включающего поднятия Сураханы, Карачухур-Зых, о. Песчаный и Бахар (банка Макарова), на участках Калининской структуры, Восточно-Апшеронской синклинали и других структурных элементов.

В то же время, как уже отмечалось, на схемах по миоцен-олигоценным и палеоген-верхнемеловым отложениям на крыльях и периклиналях антиклинальных складок отмечается наличие широтно ориентированных осложнений типа структурных выступов, которые располагаются не локально, а как бы зонально, пересекая как положительные, так и отрицательные структурные элементы. Такими зонами поднятий являются Бина-Дюбендинская и Гоусаны-Кала-Зыринская в пределах юго-восточного побережья Апшеронского полуострова и Карадаг-море — Локбатан-море — Шихово-море — Песчаный-море в пределах южного его побережья. Перечисленные зоны нельзя, однако, рассматривать в

качестве зон поднятий в обычном понимании этого термина, т. е. антиклинальных поясов, так как они являются лишь структурными осложнениями на участках более крупных структурных элементов субмеридионального простираия. Широтные осложнения субмеридиональной складчатости являются, по всей вероятности, отражением структуры более глубоких горизонтов, имеющих, как это отмечалось выше, широтное простираие.

Сопоставление структурных сейсмических схем по подкирмакинской свите, миоцен-олигоценным и палеоген-верхнемеловым отложениям свидетельствует о согласии общих черт тектоники плиоценовых и более древних слоев в пределах Восточного Апшерона и южного побережья. Этот вывод подтверждается также количественными расчетами: 93% коэффициентов корреляции, вычисленных по всем сейсмическим профилям, превышает значение 0,7, а 74% превышает значение 0,8.

Важное значение для выяснения тектонических соотношений складчатых зон юго-восточного окончания Большого Кавказа и Апшеронской области по древним комплексам пород имеют результаты морской гравиметрической съемки, выполненной в пределах северного побережья Апшеронского полуострова и акватории юго-восточной части Прикаспийско-Кубинской области. Эти участки относятся к описанной выше мезозойской складчатости, совпадающей с Дибрарским региональным максимумом. В пределах суши Дибрарский максимум имеет ЗСЗ — ВЮВ направление. Далее к востоку этот максимум принимает широтное направление и прослеживается в пределы побережья к Северному Апшерону. На участке северо-восточного окончания Дибрарской региональной аномалии отмечается единый крупный локальный максимум силы тяжести, совпадающий с поднятиями банок Апшеронская и Цюрупа; более мелкий локальный максимум отмечается на участке поднятия Камни Два Брата.

Переходя к анализу имеющихся взглядов на структурные связи складчатых зон юго-восточного окончания Большого Кавказа и Апшеронской области, следует отметить, что антиклинорий Апшеронского архипелага не может быть принят за продолжение Тенгинско-Бешбармакского антиклинория, последним звеном которого в пределах суши является Советабдская антиклиналь, так как по геофизическим данным последняя отделяется от поднятия Камни Два Брата (крайней западной структуры антиклинория) глубоким прогибом. Кроме того, поднятие Камни Два Брата расположено значительно северо-восточнее теоретического продолжения Советабдской антиклинали.

Поднятия Камня Два Брата и Цюрупа не могут быть также приняты за продолжение Кайнарджа-Зоратского антиклинального пояса, так как по гравиметрическим данным (в региональном плане) Кайнарджинский пояс относится не к описываемой Дибрарской зоне поднятия, а к юго-западному борту соседней Дивичинской зоны прогиба (Цимельзон, 1963₂). При этом следует отметить, что поднятия банок Апшеронская и Цюрупа не могут быть отнесены по глубоким отложениям к разным антиклинальным поясам, так как на участках этих структур отмечается единый локальный максимум силы тяжести, обусловленный общим поднятием юрских отложений.

С нашей точки зрения геофизические материалы не подтверждают наличия по древним отложениям линейной тектонической связи антиклинория Апшеронского архипелага с какой-либо из складчатых зон юго-восточного окончания Большого Кавказа или Прикаспийско-Кубинской области, включая и структуры дна прилежащей акватории. По геофизическим материалам достоверно устанавливается лишь продолжение в целом общего подъема мезозойских отложений и кристаллического фундамента в пределы северного побережья Апшеронского полуострова. Что же касается антиклинория Апшеронского архипелага,

го его следует рассматривать как самостоятельную зону поднятия, зарождающуюся в пределах крайней северо-восточной части области юго-восточного погружения Большого Кавказа. Такая точка зрения на тектоническое положение антиклинория Апшеронского архипелага (Североприапшеронского антиклинального пояса) отчасти совпадает с мнением, высказанным В. Е. Хаиным в 1952 г. в примечании к докладу на конференции по региональной геологии Закавказья. Заметим, что Североприапшеронский антиклинальный пояс, включающий мезозойские поднятия Камни Два Брата, банок Апшеронская и Цюрупа, банки Андриевского и им. 40-летия Азербайджана, был нами выделен в 1963 г. в качестве самостоятельной крупной тектонической единицы (Цимельзон, 1963). Последующими сейсмическими исследованиями в пределах Североприапшеронского антиклинального пояса выявлен ряд новых поднятий: банка Андриевского восточная, Шапировского, Абрамовича (рис. 1). Следует подчеркнуть, что общее согласие структуры мезозоя и поверхности консолидированной коры имеет место лишь в пределах крайней западной части Североприапшеронского антиклинального пояса, так как восточнее поднятий банка Апшеронская и Цюрупа Дибрарский максимум не прослеживается.

За непосредственное продолжение осевой части области юго-восточного погружения Большого Кавказа по геофизическим (сейсмическим и гравиметрическим) данным может быть принята зона поднятий Куркачидаг-море — Нардаран-море, отмечающаяся в прибрежной части описываемого района к югу от зоны поднятия Камни Два Брата — банки Апшеронская и Цюрупа. Зона поднятия Куркачидаг-море — Нардаран-море имеет широтное простираие и приурочена к осевой части восточного окончания Дибрарского регионального максимума силы тяжести. Не исключено, что восточным продолжением Куркачидагского антиклинория является выделяемая по геофизическим данным (сейсморазведка, гравиразведка) в северной части Апшеронского полуострова Кюрдаханы-Маштагинская складка (16 на схеме). Предположение о наличии широтно ориентированной Кюрдаханы-Маштагинской складки высказано на основании геологических соображений М. В. Абрамовичем, В. Е. Хаиным, В. А. Гориним и Б. В. Григорьянцем.

Что касается вопроса о генетической природе складчатости Апшеронской области, то в целом ряде работ нами была подробно аргументирована диапировая (в широком смысле этого термина) природа миоцен-палеогеновой складчатости Апшеронского полуострова и восточного его побережья (Цимельзон, 1961, 1963, 1970, 1974). Именно наличием диапиризма и в этой связи разуплотнением миоцен-палеогеновых отложений в сводовых частях структур вследствие увеличения их мощности объясняется наличие локальных минимумов, приуроченных к поднятиям Апшеронского полуострова и восточного его побережья. Точка зрения о том, что гравиметрическая характеристика дает возможность отличать диапировые антиклиналы от недиапировых, дающих не минимумы, а локальные максимумы силы тяжести, была в последнее время поддержана В. Е. Хаиным (1973). Следует подчеркнуть, что наличием диапиризма объясняется резкое увеличение мощностей миоцена и палеогена, установленное бурением на участках Шорбулаг и юго-западной части Апшеронского полуострова и на некоторых аналогичных участках. Важен с разведочной точки зрения тот факт, что процесс образования диапировых структур, описанный И. М. Губкиным (1934), предполагает унаследованность миоцен-палеогеновых структур от складчатых структур мезозойского ложа, так как именно неравномерное накопление осадков послужило причиной возникновения зон высокого и пониженного давления.

В противоположность описанной точке зрения некоторые авторы объясняют приуроченность локальных минимумов к антиклиналям

Апшеронского полуострова и некоторых других районов и увеличение мощностей отложений миоцена и палеогена, установленное бурением (в частности, на Шорбулаге), инверсионными соотношениями, т. е. прогибом на участках этих антиклиналей более древних мезозойских отношений (Григорьянц, 1976). С этой точкой зрения нельзя согласиться, так как при инверсионных соотношениях поднятия поверхностных слоев обязательно должны были бы отразиться в гравитационных аномалиях узкими локальными максимумами (или узкими локальными минимумами) на фоне расплывчатых локальных минимумов, обусловленных прогибом более глубоких мезозойских слоев. Однако применение различных методов выделения локальных аномалий не дает указаний на наличие наложения гравитационных влияний. Кроме того, трудно себе вообще представить, чтобы каждому локальному кайнозойскому поднятию соответствовал бы локальный прогиб поверхности мезозоя.

Следует все же подчеркнуть, что развиваемая нами точка зрения об общем согласии тектоники неогена и верхнего мела в юго-западной части Апшеронского полуострова (как и других областей развития диапировых форм складчатости), равно как и противоположная точка зрения являлись до последнего времени дискуссионными, так как базировались лишь на общегеологических соображениях и использовании неоднозначно интерпретируемых данных гравиразведки. Это было обусловлено низкой геологической эффективностью сейсморазведки при изучении тектоники палеогена и мезозоя в районах развития диапировых форм складчатости. В последнее время Шорбулагский участок был исследован пространственными сейсмическими наблюдениями по методике веерного сейсмондирования.

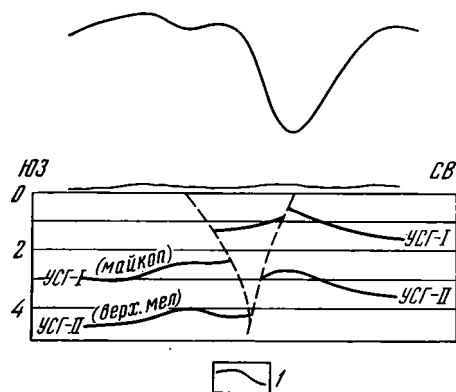


Рис. 2. Геолого-геофизический профиль 20—68 (площадь Шорбулаг)

1 — кривая локальной аномалии силы тяжести

сейсмическому материалу, полученному на площади Шорбулаг, позволили построить структурные схемы по условным сейсмическим горизонтам (УСГ), приуроченным к майкопской свите и верхнему мелу (Абдуллаев и др., 1978). По данным геологических исследований, кроме крупной Шорбулагской складки на этой площади по плиоцену отмечаются еще три более мелких поднятия. На структурной сейсмической схеме, по УСГ, приуроченному к майкопской свите, выделяется основная Шорбулагская складка, ее восточная ундуляция (Восточно-Шорбулагское поднятие) и южный структурный выступ. Восточно-Шорбулагское поднятие является структурным осложнением на юго-восточном продолжении основной складки. По верхнемеловым отложениям отмечаются не три (как по майкопу), а два положительных структурных элемента: основная Шорбулагская складка и южный выступ. На рис. 2 приводится геофизический профиль 20—68, пересекающий юго-восточную периклинальную часть Шорбулагской складки (Восточно-Шорбулагское поднятие).

Как следует из вышеприведенного описания тектоники участка и геофизического профиля 20—68, последние данные сейсморазведки подтверждают точку зрения об общем согласии тектоники неогена, палеогена и верхнего мела на Шорбулагском участке. Несоответствие

Следует все же подчеркнуть, что развиваемая нами точка зрения об общем согласии тектоники неогена и верхнего мела в юго-западной части Апшеронского полуострова (как и других областей развития диапировых форм складчатости), равно как и противоположная точка зрения являлись до последнего времени дискуссионными, так как базировались лишь на общегеологических соображениях и использовании неоднозначно интерпретируемых данных гравиразведки. Это было обусловлено низкой геологической эффективностью сейсморазведки при изучении тектоники палеогена и мезозоя в районах развития диапировых форм складчатости. В последнее время Шорбулагский участок был исследован пространственными сейсмическими наблюдениями по методике веерного сейсмондирования. Результаты обработки веерного сейсмондирования и переинтерпретация всего сейсмического материала, полученного на площади Шорбулаг, позволили построить структурные схемы по условным сейсмическим горизонтам (УСГ), приуроченным к майкоп-

между структурными планами имеет здесь место лишь в деталях строения указанных комплексов отложений. Так, на основной Шорбулагской складке наблюдается некоторое смещение к северу ее свода по майкопским отложениям относительно ее свода по плиоцену. Размеры складки по верхнемеловым отложениям превышают размеры по майкопской свите. Восточная ундуляция, отмечаемая по майкопской свите, не находит своего отражения в комплексе верхнемеловых отложений (Абдуллаев и др., 1978). Мы полагаем, что описанное несоответствие строения Шорбулагского участка по майкопским и верхнемеловым отложениям в какой-то мере может быть также обусловлено большей схематичностью данных сейсморазведки о строении верхнемеловых отложений в сравнении с данным сейсморазведки по майкопской свите.

Непосредственным продолжением описываемой зоны диапировой складчатости Апшеронского полуострова в западном направлении является Таштинская зона диапировой складчатости, выделяемая по гравиметрическим данным в Шемахино-Кобыстанской области (Цимельзон, 1973).

И в заключении — о тектоническом соотношении структуры Апшеронской области и Апшеронского порога. Складки Камни Два Брата, банка Апшеронская, Цюрупа, о. Жилой, Нефтяные Камни, включая промежуточные поднятия (см. рис. 1), по плиоценовому комплексу отложений относятся к одной тектонической зоне — антиклинорию Апшеронского архипелага (по терминологии В. Е. Хаина). Выявленный впоследствии сейсморазведкой антиклинальный пояс, включающий поднятия банок Андриевского, Андриевского восточная, Шапировского, им. 40-летия Азербайджана и Абрамовича, по плиоценовым отложениям может рассматриваться как ответвление от антиклинория Апшеронского архипелага. Однако по более древним миоцен-палеогеновым и верхнемеловым комплексам отложений складчатости Североприапшеронской антиклинальной зоны и восточной части побережья имеют различную генетическую природу¹. Складчатость Апшеронского порога, от поднятия банка Дарвина на северо-западе до поднятия Нефтяные Камни на юго-востоке, по миоцен-палеогеновым отложениям является непосредственным продолжением к востоку складчатости Апшеронского полуострова, образуя вместе с последней единую зону диапировой складчатости. В региональном плане миоцен-палеогеновая складчатость Апшеронского полуострова и восточной части побережья относится к области Апшеронского регионального минимума второго порядка, который, как это уже отмечалось, является отображением широтно ориентированного прогиба юрского комплекса пород и поверхности консолидированной коры. Вся совокупность имеющихся данных о соотношениях структурных планов различных комплексов осадочных отложений в областях развития диапировых форм складчатости позволяет сделать вывод, что в восточной прибрежной части зоны диапировой складчатости, как и в западной ее части, по всей вероятности, имеет место общее согласие структурных планов неогеновых, палеогеновых и верхнемеловых отложений.

В последнее время появился ряд работ, в которых обосновывается точка зрения, согласно которой брахиантиклинальные поднятия Южно-Каспийской впадины имеют диапировое происхождение, однако не являются унаследованными от складчатых структур мезозойского ложа. Мы не касаемся здесь всех аспектов вопроса механизма формирования

¹ Выделенная нами в 1963 г. Восточноприапшеронская антиклинальная зона включала поднятия о. Артем, о. Жилой, Нефтяные Камни. С учетом результатов геолого-геофизических исследований последних лет в пределах восточной части побережья выделяются два антиклинальных пояса — О. Жилой — Нефтяные Камни (XII) и Артемовский (XIII).

складчатости Южно-Каспийской впадины. Отметим лишь, что геофизические материалы по этому региону в сопоставлении с геолого-геофизическими материалами по западному Азербайджану, юго-западной Туркмении и некоторым другим геосинклинальным областям СССР позволяют, как нам кажется, сделать вывод, что складчатость отложенных кайнозой различных зон Южно-Каспийской впадины имеет различный генезис. Следующие два основных признака позволяют выделять по геофизическим данным зоны развития диапировых форм складчатости:

1) наличие регионального минимума, обусловленного прогибом поверхности консолидированной коры и юрского комплекса пород;

2) отображение локальных поднятий в гравитационном поле локальными и минимумами силы тяжести.

Характер гравитационного поля Южно-Каспийской впадины указывает на то, что лишь в некоторых зонах складчатость имеет диапировую (в широком смысле этого термина) природу; причем диапиризм характерен только для складчатости отложений миоцена — палеогена. На участках развития диапировых форм складчатости, по всей вероятности, имеет место общее согласие структурных планов неогена, палеогена и верхнего мела.

В связи с необходимостью выяснения перспектив нефтегазоносности подстилающих продуктивную толщу отложений Апшеронской области (в особенности мезозойских пород) рассматриваемые в настоящей статье вопросы имеют кроме теоретического важное практическое значение. Вся совокупность накопленных к настоящему времени геолого-геофизических данных с несомненностью устанавливает, что тектонические соотношения складчатых зон юго-восточного окончания Большого Кавказа и в особенности соотношения структурных планов плиоценовых и миоцен-верхнемеловых отложений в пределах последней (равно как и в Шемахино-Кобустанской области, северо-западной части между речья Куры и Иори в пределах Азербайджана и в некоторых других геосинклинальных нефтегазоносных областях) не могут быть выяснены без учета диапирового характера складчатости миоцен-палеогеновых отложений. Первоочередными объектами комплексных геолого-геофизических (в первую очередь сейсмогравиметрических) исследований в пределах Апшеронской области должны явиться участки локальных минимумов силы тяжести, обусловленные наличием погребенной диапировой складчатости (Цимельзон, 1963, 1974).

Литература

- Абдуллаев Р. А., Надиров С. Г., Ахмедов Т. Р. Тектоника площади Шорбулаг по данным профильных и пространственных сейсмических наблюдений.— Изв. вузов. Нефть и газ, 1978, № 9.
- Али-заде А. А., Ахмедов Г. А., Ахмедов А. М., Алиев А. К., Зейналов М. М. Геология нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. М., «Недра», 1966.
- Вебер В. В., Федынский В. В. Гравиметрическая картина юго-восточного Кавказа в палеогеографическом освещении.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5.
- Гаджиев А. Н., Мустафаев С. И. Тектонические и стратиграфические несогласия и условия их образования в мезокайнозойских отложениях ЮВ Кавказа.— Изв. вузов. Нефть и газ, 1968, № 12.
- Григорьянц Б. В. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Баку, Изд-во АН АзССР, 1962.
- Григорьянц Б. В. К вопросу о проведении параметрического бурения на отложения мезозоя в пределах Шемахино-Кобустанского синклинория (Юго-Восточный Кавказ).— Нефтегазовая геология и геофизика, 1976, № 5.
- Губкин И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. ОНТИ, 1934.
- Хаин В. Е. Тектоническое строение Азербайджана. Тр. Конференции по вопросам региональной геологии Закавказья. Изд-во АН АзССР, 1952.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.

- Хаин В. Е., Шарданов А. Н., Соловьев В. Ф., Григорьянц Б. В. Тектоническое положение Апшеронского полуострова в системе Большого Кавказа.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1955, № 1.
- Хенкина А. М. Данные сейсморазведки о тектонике отложений, подстилающих продуктивную толщу в Апшеронской нефтеносной области.—Азерб. нефт. х-во, Баку, 1961, № 6.
- Цимельзон И. О. Геологическая интерпретация локальных аномалий силы тяжести Апшеронской области и прилегающей части Прикаспийского района.—Разведочная и промысловая геофизика, вып. 38. Гостоптехиздат, 1960.
- Цимельзон И. О. Диапиризм и гравитационные аномалии нефтегазоносных областей.—Прикладная геофизика, вып. 29. Гостоптехиздат, 1961.
- Цимельзон И. О. Тектоника миоцен-мезозойских отложений Апшеронской нефтегазоносной области по данным геофизических исследований.—Изв. вузов. Нефть и газ, 1963, № 9.
- Цимельзон И. О. Новые данные о тектонике Прикаспийско-Кубинской и Южно-Дагестанской нефтегазоносных областей.—Нефтегазовая геология и геофизика, 1963, № 11.
- Цимельзон И. О. Связь тектоники осадочных отложений Азербайджана с глубинной структурой земной коры.—Геотектоника, 1970, № 5.
- Цимельзон И. О. Тектоническое районирование палеоген-мезозойских отложений Шамахино-Кобыстанской нефтегазоносной области. Изв. вузов. Нефть и газ, 1973, № 2.
- Цимельзон И. О. О связи гравитационных аномалий с диапировой складчатостью нагнетания геосинклинальных областей.—Изв. вузов. Геол. и разведка, 1974, № 5.
- Цимельзон И. О., Гоберман К. И. К вопросу о соотношениях структурных планов плиоценовых и миоцен-верхнемеловых отложений Апшеронской области.—Изв. вузов. Нефть и газ, 1971, № 8.

Азербайджанский институт нефти
и химии им. М. Азизбекова,
г. Баку

Статья поступила
31 марта 1978

УДК 551.242.31 (234.9)

М. Р. ПУСТИЛЬНИКОВ, В. И. КАРА, А. А. ТЕРЕХОВ,
А. А. ШИМАНСКИЙ

О СТРОЕНИИ ПОДВОДНОЙ ОКРАИНЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Последнее десятилетие ознаменовалось широким развитием геолого-геофизических исследований Черноморской впадины. Основная часть выполненных работ осуществлялась сейсмическим методом отраженных волн с новой, более современной техникой и методикой исследований и выполнена в пределах шельфовых зон. Континентальный склон и абиссальная область Черного моря, хотя и изучены в меньшей степени, тем не менее и по ним к настоящему времени имеется достаточно большой объем важной геологической информации.

Применение в последнее время более усовершенствованной методики морских сейсмических исследований с использованием современных технических средств и новых аппаратных разработок позволили получить более полную и представительную геологическую информацию, подойти к решению принципиальных вопросов строения осадочного чехла и тектонических особенностей Черноморской впадины в новейшее время и на более ранних этапах ее истории. Развиваемые в последнее время различными исследователями представления о характере осадочного чехла даже в наиболее изученной части весьма противоречивы. К числу таких дискуссионных представлений относятся: идея о существовании обширных, выполненных майкопской серией прогибов с диапирой складчатостью по периферии впадины; тезис о «катастрофическом» обрушении Черноморской впадины; различная трактовка природы подводного хребта Моисеева и некоторые другие.

Значительная часть этих представлений, сформулированных ранее и обстоятельно не пересматриваемых до сих пор, сложилась, по всей вероятности, в условиях, когда имеющиеся геолого-геофизические данные не позволяли однозначно ответить на ряд вопросов, связанных с геологическим строением наиболее сложных зон сочленения глубоководной котловины, континентального склона и материкового шельфа. При этом были выбраны те решения, которые укладывались в рамки сложившихся взглядов и не противоречили общим чертам строения впадины. В это время была проведена условная стратификация осадочных отложений, не всегда однозначно делалась интерпретация геофизических материалов, допускающая несколько вариантов, отсутствовало детальное рассмотрение структуры отдельных участков дна Черного моря.

Имеющиеся геолого-геофизические материалы в комплексе с геоморфологическими наблюдениями позволяют ныне детально рассмотреть строение континентального склона и примыкающие к нему участки глубоководной котловины и шельфа у Северо-Западного Кавказа, по-новому стратифицировать верхнюю часть осадочного чехла и оценить структурные особенности этого района.

Континентальный склон в прикавказской части Черного моря был впервые достаточно детально изучен батиметрической съемкой в 1967—1969 гг. (Гончаров и др., 1972), материалы которой позволили не

только рассмотреть основные формы рельефа, но и высказать предположение о возможном продолжении структур Кавказа в пределы впадины. Изучение складчатых структур в этом районе сейсмическим методом отраженных волн было выполнено в 1968—1970 гг. (Маловицкий, Терехов, 1972; Терехов и др., 1970; Терехов, 1974). К сожалению, это единственные работы в этом районе, если не считать несколько пересечений континентального подножия, выполненных в 1969 г. НИС «Атлантис-II».

Анализ имеющихся сейсмических материалов (Терехов и др., 1970 г.) позволил выделить здесь основные тектонические элементы. В частности, были установлены продолжения в море складчатых структур Кавказа и их граница с глубоководной котловиной Черного моря—Восточно-Черноморская шовная зона, а также изучено строение верхней части осадочного чехла впадины. Считалось, что разрез верхней части континентального склона на участке Новороссийск—Лазаревская сложен образованиями мел—палеогена, а восточнее, ближе к району Сочи,—отложениями олигоцена—нижнего миоцена. В пределах нижней части склона и смежной полосы абиссали были обнаружены многочисленные поднятия. Предполагалось, что сложены они отложениями от мел-палеогенового возраста вблизи берега до отложений палеогена—миоцена в пришовой зоне. Перекрывающие их ненарушенные толщи относились к молодому плиоцен-четвертичному комплексу Черноморской впадины. Основой для таких выводов служили как особенности самой сейсмической записи, так и использование аналогии с условиями развития складчатых структур на Кавказе (Дьяков и др., 1972; Маловицкий, Терехов, 1972). Попытка выделения флишевого прогиба в пределах моря была осуществлена в районе г. Геленджика. Однако однозначно установить его границу на всем продолжении по имеющимся сейсмическим материалам не представлялось возможным. В абиссальной части, за пределами Восточно-Черноморской шовной зоны, погружающаяся в сторону Кавказа отражающая граница (рис. 1) была отнесена к отложениям позднего миоцена. В основу такой интерпретации были положены следующие соображения:

а) сопоставление и положение этой границы относительно стратифицированной меловой границы в районе г. Гагры (Непрочнов, Москаленко, 1969), а также особенности изменения характера сейсмической записи по площади; б) положение ее на определенной глубине, составляющей 1300—1500 м. На этой глубине в ближайших районах абиссали зафиксирована преломляющая граница с $V_r = 3,0$ км/сек, тогда как по данным (Непрочнов, Москаленко, 1969) граничная скорость по меловым отложениям в Гудаутском районе моря составляет 4,5—5,0 км/сек, а средняя скорость для изученной осадочной толщи Черноморской впадины составляет менее 3 км/сек. Отсутствие новых дополнительных материалов по этому району ограничивает возможности коренного пересмотра основных положений изложенной схемы геологического строения рассматриваемого морского региона. Однако некоторыми исследователями проведено повторное обобщение материалов морской геофизики, в результате которого предложена новая стратиграфическая и тектоническая схемы. В. М. Андреев (1976) и Д. А. Туголесов (1976), изменив стратиграфическую привязку сейсмических границ, пришли к иным представлениям о тектонике и структуре района, в результате которых ими выделен в майкопских отложениях крупный Туапсинский прогиб, протягивающийся на 300 км вдоль Северо-Кавказского побережья, а южная граница Большого Кавказа проводится по бровке шельфа, который в этом районе представлен очень узкой полосой. Указанные исследователи не выделяют протяженную шовную зону, ограничивающую с юга складчатую зону Кавказа, а локальные структуры Туапсинского прогиба рассматриваются как диапировые образова-

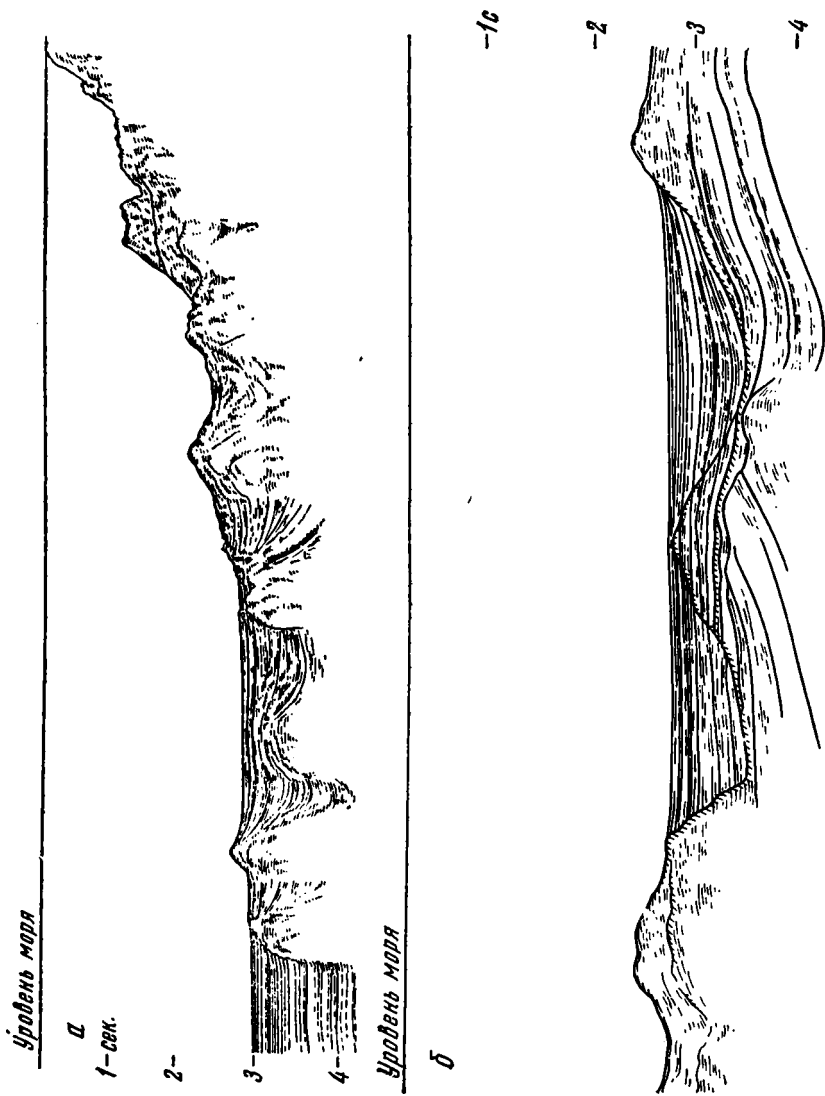


Рис. 1. Сейсмические временные разрезы. Местоположение показано на рис. 2

ния, в генетическом отношении ничего общего не имеющие с кавказской складчатостью (Андреев, 1976). Таким образом, в результате только-пересмотра возраста сейсмических границ по сути дела полностью изменилась картина геологического районирования этого крупного морского региона. Эти выводы нашли отражение и в других работах (Яншин и др., 1976, 1977). Стратиграфические изменения привели к тому, что кровля миоцена (отражающая граница внутри неогена), погружающаяся в сторону Кавказа, на востоке в районе Гудаутского поднятия была отождествлена с отражающей границей в кровле терригенного верхнего мела, а на западе, по простиранию Северо-Западного Кавказа, на шельфе и в верхней части континентального склона она же предположительно сопоставлялась с поверхностью верхнемелового флишевого комплекса. На рис. 2 показаны различные трактовки стратиграфического расчленения разреза на рассматриваемом морском участке. Основанием для изменения стратиграфической привязки отражающих границ, как это явствует из опубликованных работ (Андреев, 1976; Туголесов, 1976), послужили общие геологические соображения.

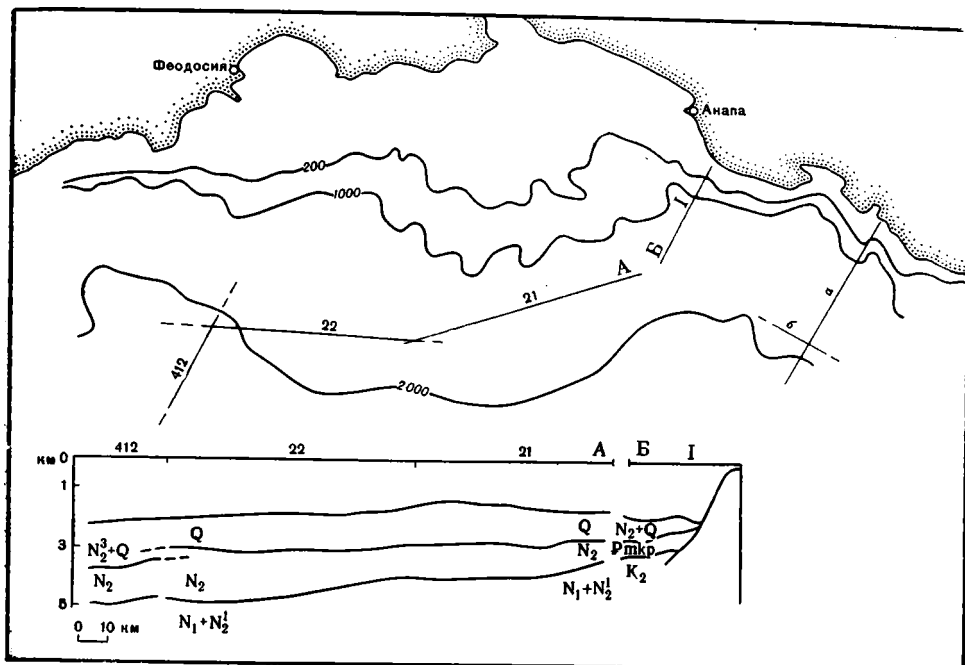


Рис. 2. Схема корреляции сейсмических горизонтов от скважин «Гломар Челленджера» по профилям «Флоранс» 412, НПО «Южморгео» 22 и 21 к Кавказскому побережью: А — стратификация по данным бурения, Б — то же по работам (Андреев, 1976; Яншин и др., 1976)

Однако следует отметить, что переинтерпретация сейсмических материалов имела под собой реальную основу в том смысле, что на достигнутом к 1974 г. уровне изученности практически нельзя было оценить роль континентального склона в ограничении структурных элементов обрамления. Эпизодические данные о глубоководной части акватории допускали разноречивое толкование, особенно в вопросах стратификации сейсмических границ, что и привело к выделению по периферии акватории системы майкопских краевых прогибов. Эта весьма логичная тектоническая схема не вызвала серьезных возражений вплоть до выполнения программы глубоководного бурения.

Использование материалов глубоководного бурения, выполненного в центральной части моря судном «Гломар Челленджер», позволило убедиться в справедливости ранее намеченной стратиграфической схемы.

После получения новых данных бурения часть указанных выше исследователей стала предполагать глубокое погружение западной части Туапсинского прогиба по Восточно-Черноморскому разлому, благодаря чему образовалось крупное смещение слоев. Эти явления связывались ими с процессами молодых прогибаний впадины или, как они считают, с процессами «катастрофического обрушения» дна глубоководной котловины.

Следует заметить, что Восточно-Черноморский шов, разделяя различные области, под острым углом пересекает континентальный склон и предположительно может рассматриваться как продолжение Кахетинско-Лечхумской шовной зоны, выделенной Е. Е. Милановским. Последняя на приморской территории разделяет складчатые структуры южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. Восточно-Черноморская шовная зона разделяет также складчатую область Кавказа и северо-восточную часть Черноморской впадины, в пределах

которой верхняя часть разреза представлена горизонтально залегающими отложениями.

Не убедительно и отнесение всех складчатых структур в рассматриваемом районе к диапирам, что не подтверждается первичными сейсмическими материалами. На ряде профилей МОВ однозначно решается вопрос о природе многих поднятий, не имеющей ничего общего с диапирами (рис. 1). Обращает на себя внимание определенная закономерность в положении «диапиров» и резкое ограничение их с запада со стороны глубоководной котловины, их линейный характер, повсеместное отсутствие отражений в подстилающих «диапиры» толщах и т. д. Попытка увязать прогиб с Таманской зоной диапировой складчатости также противоречит известным представлениям о новейшей структуре Северо-Западного Кавказа (Милановский, 1964).

Как указано выше, в 1975 г. на Черном море было осуществлено глубоководное бурение с судна «Гломар Челленджер», в результате которого установлена весьма большая мощность молодых отложений. Привязка сейсмических материалов к данным бурения позволила стратифицировать и проследить отдельные отражающие горизонты почти на всей глубоководной части моря. Согласно данным, опубликованным французскими исследователями (Letouzey et al., 1977), в области развития отражающей границы, погружающейся в сторону Кавказа, подошва только четвертичных отложений находится на глубинах порядка 1500 м. Стало очевидным, что юго-западный борт «Туапсинского — Майкопского прогиба» должны слагать (рис. 2) отложения не древнее плиоценовых. Другими словами, переинтерпретация сейсмических границ в работах (Андреев, 1976; Туголесов, 1976) ошибочна и следует обратиться к первоначальной стратификации и выводам, рассматриваемым в работах (Дьяконов и др., 1972; Маловицкий, Терехов, 1972, и др.), которые не противоречат данным бурения и драгирования дна.

Бесспорно, глубоководное бурение внесло большую ясность в представления о возрасте и характере верхней части разреза осадочного чехла Черноморской впадины, изученного сейсмическими исследованиями. Вместе с тем для более полного решения вопросов природы складчатых структур в море и их связей со складками прилегающей суши нами был выполнен структурный анализ плиоцен-четвертичного комплекса, а также сравнительный анализ складчатости Ахтырской и Восточно-Черноморской шовных зон. Результатом этих исследований явилось построение структурных карт по отражающим границам внутри плиоцен-четвертичного комплекса (рис. 3).

Сопоставление структурных планов по кровлям нижней и средней толщ (рис. 3) показывает унаследованный характер развития структуры внутри плиоцен-четвертичного комплекса, а также позволяет с достаточной степенью уверенности предполагать, что формирование складчатости в пределах континентального склона продолжалось в течение всего новейшего этапа, что подтверждается миграцией осевых частей антиклинальных зон в сторону берега.

На временных разрезах помимо подмеченных и описанных ранее (Терехов и др., 1970; Терехов, 1974) особенностей структуры плиоцен-четвертичного комплекса и морфологии подстилающих его образований в ряде мест проявляются некоторые существенные, с нашей точки зрения, черты их строения. Отдельные слои плиоцен-четвертичного комплекса прилегают к внешним (обращенным к впадине) склонам поднятий и облекают их внутренние (обращенные к берегу) склоны (см. рис. 1). Отдельные слои, залегающие гипсометрически выше, прилегают к расположенному ближе к берегу поднятию. Создается впечатление, что при продвижении плиоцен-четвертичного комплекса в сторону берега каждый из внешних склонов поднятий служил свое-

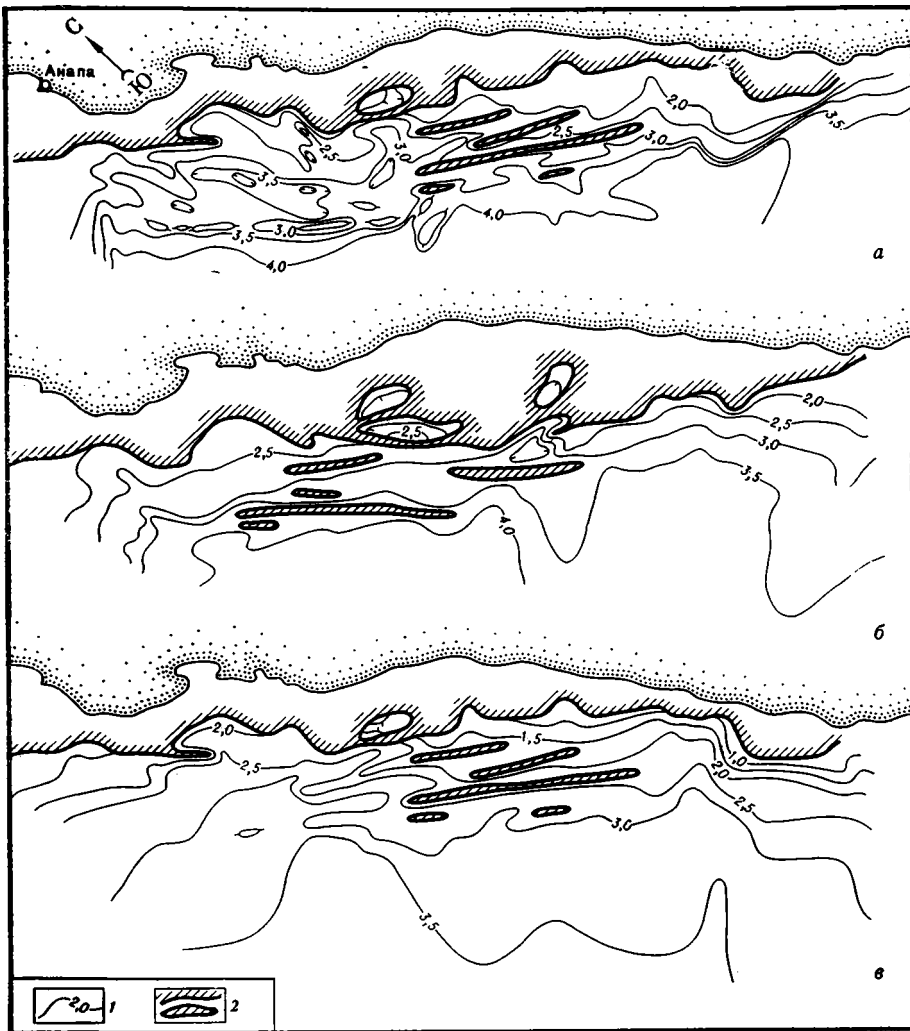


Рис. 3. Структурные схемы: а — по подошве среднемиоцен-четвертичного комплекса; б — по подошве мэдодиса; в — по подошве палеоузунарских отложений. 1 — изогипсы (в км), 2 — границы выходов более древних образований

образным барьером для седиментации. С течением времени этот барьер преодолевался, что приводило к заполнению впадин между поднятиями терригенным материалом. В пределах последних осадконакопление, по-видимому, происходило и до этих процессов. Выполняя осевые части впадин, эти более ранние отложения облекают как внутренние, так и внешние склоны поднятий, а вышележащие образования залегают на них с несогласием. В настоящее время в верхней части континентального склона имеются аналогичные впадины, существование их подтверждается структурными построениями по горизонтам внутри плиоцен-четвертичного комплекса.

Для выяснения природы складчатости в пределах континентального склона обратимся к характеру складчатости вдоль Ахтырской шовной зоны, отделяющей Северо-Западный Кавказ от Западно-Кубанского прогиба. В ряде работ (Дранников, Кара, 1977; Шарданов, 1960) отмечалось, что наиболее удаленные от шовной зоны в сторону прогиба складки сформировались в раннем палеогене, ближе к зоне — в позднем палеогене — миоцене. а над шовной зоной — в плиоцене. Например,

отложения кровли миоцена по мере приближения к шовной зоне со стороны прогиба вначале не реагируют на погребенные пликативные дислокации, затем облекают их, а в непосредственной близости от шовной зоны участвуют в складчатости. Складчатость, несмотря на сложное блоковое строение, по характеру взаимоотношений разновозрастных толщ не отличается от конседиментационной. Аналогичная складчатость характерна и для подножия континентального склона. Ее происхождение так же, как и происхождение складчатости вдоль Ахтырской шовной зоны (Дранников, Кара, 1977), можно объяснить миграцией Восточно-Черноморского разлома с юго-запада на северо-восток.

Таким образом, в рассматриваемом районе достаточно четко проявились два основных противоположно направленных процесса. Первый из них — разрастание зон складчатости к юго-западу, до современного положения Восточно-Черноморского шва. Этот процесс, видимо, продолжался до среднего—позднего миоцена, и возникновение складчатости вблизи шва можно связывать с альпийской фазой тектогенеза.

Второй процесс связан с наложенным развитием Черноморской впадины и миграцией шовной зоны к северо-востоку. Начало этого встречного процесса точно установить трудно, но наиболее активная его фаза приходится на плиоцен-четвертичное время.

Расширение Черноморской впадины шло путем эрозионного отступления ее обрамления и вовлечения в прогибание по системе разлома все новых участков суши. В общем виде этот процесс похож на смещение гигантской «флексуры» в сторону берега, что в свое время и отмечалось М. В. Муратовым (1955). Особенности развития современного континентального склона вдоль Северо-Западного Кавказа, обусловленные отмеченными выше процессами, позволяют сделать два важных вывода:

а) в строении мульд между поднятиями отмечаются ненарушенные отложения, представленные не только четвертичными, мощность которых в смежной абиссальной области весьма велика, но и плиоценовыми, а в прибрежных участках можно ожидать и останцы отложений миоцена;

б) развитие континентального склона — это сложный процесс, в общем виде носивший характер эрозионного отступления на фоне регионального прогибания, и упрощенная схема «катастрофического» обрушения Черноморской впадины не отвечает фактическим данным. Идея «катастрофического» обрушения возникла у некоторых геологов под впечатлением огромной мощности молодых осадков, «прислоняющихся» к более древним отложениям в зонах континентальных склонов Черного моря. В этом отношении необходимо отметить, что эта огромная «прислоняющаяся толща» выражена на сейсмических материалах записью не только глубинных отражений, но и по всему комплексу в виде полно- и частично кратных отложений. Последние в значительной мере замаскировали строение толщ на глубине более 2,0—2,5 км ниже дна моря.

Установленное ранее (Терехов и др., 1970) единство структуры рассматриваемой зоны складчатости и Кавказа в целом позволяет с достаточной уверенностью предполагать ее блоковую природу, поскольку новейшие движения на Кавказе носили именно такой характер. Сочленение зоны складчатости в пределах континентального склона с Адлерской депрессией, отмечаемое в работах (Андреев, 1976; Туголесов, 1976), весьма проблематично, что неоднократно отмечалось в литературе (Дьяконов и др., 1972; Яншин и др., 1977). Согласно структурной карте плиоцен-четвертичного комплекса (см. рис. 3), фронт складчатости юго-восточнее г. Туапсе резко приближается к берегу и на участке, непосредственно примыкающем к Адлерской депрессии, складчатость

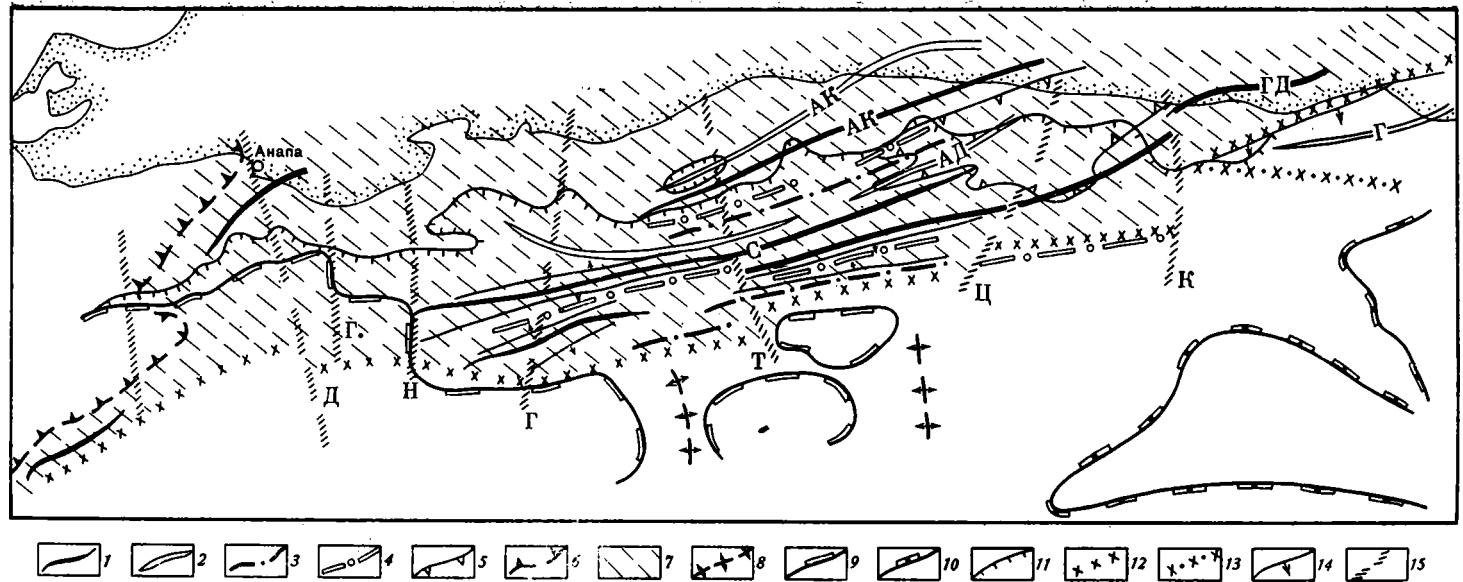


Рис. 4. Тектоническая схема прикавказской части материковой окраины Черноморской впадины

Северо-Западный Кавказ: 1—оси антиклинальных зон; 2—оси синклинальных зон; 3—4—то же более низкого порядка; 5—контуры Адлерской депрессии; 6—северо-западная граница структур Кавказа; 7—область развития структур Кавказа; Черноморская впадина: 8—оси поперечных поднятий; 9—контуры локальных депрессий; 10—контуры поднятий в подошве плиоцен-четвертичного комплекса; 11—фронт плиоцен-четвертичного комплекса; 12—Восточно-Черноморская шовная зона; 13—прочие глубинные разломы; 14—сбросы; 15—поперечные разломы. Буквами на схеме обозначены; ЛК—Лазаревско-Кепшская синклинальная зона; АК—антиклинальная зона Ахцу—Кацирха; С—Склоновый горст-антиклинорий; ГД—Гагро-Джавская антиклинальная зона; разломы: Д—Джигинский; ГО—Гостагаевский; Н—Новороссийский; Г—Геленджикский; Т—Туапсинский; К—Курджипский

не выявлена. Анализ взаимоотношений структурных планов различных толщ плиоцен-четвертичных отложений, структуры их основания и мощностей этих толщ позволяет в первом приближении выделить в пределах континентального склона продолжение Лазаревско-Кепшской, Ахцу-Кацирхской, Гагра-Джавской и ряда других, не выходящих на сушу антиклинальных и синклиналильных зон (рис. 4). Адлерская депрессия соответственно представляет собой внутриорогенный молассовый прогиб, большая часть которого в настоящее время находится в пределах Черноморской впадины. Ее краевые части наложены на сооружения Кавказа, а строение западного периклинального замыкания аналогично восточному.

Таким образом, сочленение Адлерской депрессии с «Туапсинским прогибом» не представляется возможным.

На наших построениях с юго-запада Адлерский внутриорогенный прогиб ограничен морским продолжением Гагро-Джавской зоны (рис. 4), из чего следует, что майкопские отложения могут быть развиты лишь в узкой полосе Восточно-Черноморского шва, притом где-то к северо-западу от района г. Туапсе.

Таким образом, изложенные материалы позволяют сделать следующие выводы:

1. Зона складчатости на дне моря имеет ту же тектоническую природу, что и складчатые структуры Северо-Западного Кавказа. Она осложнена блоковыми деформациями позднеорогенного этапа развития. Вблизи Восточно-Черноморской шовной зоны характер складчатости аналогичен Приахтырской зоне Северного склона Северо-Западного Кавказа.

2. Подобно Ахтырской зоне на северо-востоке юго-западной границей Северо-Западного Кавказа следует считать Восточно-Черноморскую шовную зону.

3. Отсутствие здесь Майкопского краевого прогиба ставит под сомнение выделение аналогичных прогибов и в других районах периферии Черного моря.

4. Объяснение развития Черноморской впадины путем «катастрофического» обрушения представляется крайним упрощением сложных процессов ее формирования.

Литература

- Андреев В. М. Краевые прогибы Крыма и Кавказа в Черном море.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 11.
- Гомчаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М., «Наука», 1972.
- Дранников Е. Н., Кара В. И. Роль Ахтырской шовной зоны в формировании складчатости и образования залежей углеводородов.— Геол. нефти и газа, 1977, № 3.
- Дьяконов А. И., Цагарели А. Л., Маловицкий Я. П., Байдов Ф. Р., Терехов А. А. Тектоническая карта западной части Кавказа и прилегающей акватории Черного моря. М., ВНЭМ, 1972.
- Маловицкий Я. П., Терехов А. А. Новые сведения о структуре мезозойско-кайнозойских образований в Прикавказской части Черного моря.— Морская геология и геофизика, 1972, № 3.
- Милановский Е. Е. Основные вопросы новейшей тектоники Кавказской области. Активизированные зоны земной коры. М., «Наука», 1964.
- Муратов М. В. История тектонического развития глубоководной впадины Черного моря и ее возможное происхождение.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1955, т. XXX (5).
- Непрочнов Ю. П., Москаленко В. Н. Сейсмические исследования строения Черноморской впадины в прибрежной зоне между Сочи и Гудауты по сейсмическим данным.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Терехов А. А., Хахалев Е. М., Маловицкий Я. П. Новые данные о геологическом строении прикавказского континентального склона Черного моря.— Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 1.
- Терехов А. А. Современный структурный план мезозойско-кайнозойских отложений восточной части Черного моря. Автореф. канд. дис. МГУ, 1974.
- Туголесов Д. А. Современная структура Черноморской впадины.— Сов. геология, 1976, № 7.

- Шарданов А. Н.* Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа.— Тр. КФ ВНИИ-Нефть, вып. 3. Л., «Недра», 1960.
- Янишин А. Л., Шлезингер А. Е., Маловицкий Я. П.* Основные аспекты образования Черноморской впадины.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 1.
- Янишин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н. и др.* Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5.
- Letouzey J. et al.* Black Sea: Geological setting and recent deposits distribution from seismic reflection data. Deep Sea Drilling Project Initial Reports of Leg 426, Watson, D. C., 1978.

Научно-производственное
объединение «Южморгео»

Статья поступила
18 июля 1978 г.

УДК 553.982.2;632.311.8

А. А. ОРЛОВ

ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ ПОВЫШЕННЫХ ПЛАСТОВЫХ ДАВЛЕНИЙ ПОРОВОЙ ЖИДКОСТИ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

На основании исследований, проведенных в Карпатской нефтегазоносной провинции, в Днепровско-Донецкой впадине и в области равнинного Крыма, включая Керченский полуостров, выведены графические и аналитические зависимости в количественных выражениях начальных пластовых давлений в осадочных образованиях от интенсивности смятия пластов в складки и глубины их залегания. Приводятся эмпирические формулы, позволяющие прогнозировать пластовые давления на глубине в пределах геосинклинального и платформенного склонов Предкарпатского прогиба и в Днепровско-Донецкой впадине.

Прогнозирование значений пластовых давлений при составлении проектов буровых скважин имеет, как известно, большое практическое значение для безаварийного ведения глубокого бурения.

Изучение причин возникновения в осадочной толще земной коры повышенных и аномально-высоких пластовых давлений имеет помимо практического также и теоретическое значение, так как эти сведения могут облегчить решение вопросов, связанных с движением флюидов в земной коре и образованием залежей углеводородов.

Наиболее распространенным методом прогнозирования начальных пластовых давлений на глубине при составлении проектов глубоких скважин является определение их по формуле гидростатического давления (P_2):

$$P_2 = \frac{H\gamma}{10}, \quad (1)$$

где H — глубина пласта в м, γ — удельный вес воды, принимаемый равным единице, параметр 10 обозначает увеличение давления в осадочной толще на 1 кгс/см^2 каждые 10 м (Жданов, 1970). Начальные пластовые давления (P_n) определяются, таким образом, по соотношению $P_n = 0,1 H$.

Пользуются также формулой Л. Н. Быкова (1962): $P_n = 0,011 \cdot (H/100)$, где 0,11 — коэффициент, учитывающий плотность воды в г/см^3 , H — глубина в м, 100 — глубина, на которой пластовое давление, по мнению Л. Н. Быкова, равно нулю.

Результаты проходки глубоких и сверхглубоких скважин в СССР и за рубежом за последние 15—20 лет показали, что закономерность увеличения пластовых давлений с глубиной по указанным выше формулам, как правило, не выдерживается. Давление в пластах часто оказывается выше ожидаемого, происходят аварийные фонтанирования воды, нефти и газа и другие осложнения. Рассматривая формулу Л. Н. Быкова, трудно к тому же согласиться с параметром 100, так как известны случаи встречи высоких пластовых давлений в коллекторах на весьма малых глубинах. Примером может служить скважина № 57 — Коршев в Предкарпатском прогибе, где на глубине 120—150 м был

встречен пласт с давлением, при котором вследствие аварийного фонтанирования скважины на поверхность были выдавлены шахтовое направление и 100-метровый кондуктор.

Как известно, на возникновение высоких пластовых давлений в коллекторах может влиять множество факторов, довольно полное обозрение которых опубликовано в работе Е. В. Кучерука и Л. П. Шендерей (1975). В данной статье приводятся в основном установленные нами графические и аналитические зависимости в количественных выражениях начальных пластовых давлений в осадочных образованиях от интенсивности их смятия в складки при тектонических движениях.

В качестве объектов исследований были выбраны области, которые отличаются по характеру имевших в них место тектонических движений: Карпатская нефтегазоносная провинция, область Днепровско-Донецкой впадины и область равнинного Крыма, включая Керченский полуостров.

В Карпатской нефтегазоносной провинции (Скибовая зона Карпат и геосинклинальный склон Предкарпатского прогиба, именуемый Внутренней его зоной) образование альпинотипной (или полной) складчатости является результатом, как известно, горизонтально направленных тектонических движений масс горных пород, приведших к возникновению надвигов большой амплитуды. В Днепровско-Донецкой впадине смятие пластов пород в складки происходило за счет тектонических подвижек блоков в консолидированном докембрийском фундаменте впадины, а также при образовании соляно-купольных структур. Здесь развита в основном куполовидная складчатость. Область равнинного Крыма характеризуется складчато-блоковой тектоникой, усложняющейся грязевым вулканизмом на Керченском полуострове.

Для количественной оценки интенсивности смятия пластов пород в складки в указанных регионах было использовано понятие интенсивности структуры, т. е. отношение пути, пройденного при восходящем движении поверхностью какого-либо горизонта, или амплитуды структуры, к площади структуры или блока по этому же горизонту внутри замкнутого контура (Наливкин и др., 1965):

$$i = h/s, \quad (2)$$

где i — интенсивность в $м/км^2$; h — амплитуда в $м$; s — площадь структуры в $км^2$.

Следует оговориться, что в связи с отсутствием еще общепринятой терминологии, касающейся величин повышенных и аномально-высоких пластовых давлений, в данной статье используются следующие термины, получившие широкое распространение среди геологов-нефтяников: под термином АВПД понимаются пластовые давления с начальными градиентами (Γ_p), значения которых превышают $1,30 \frac{кгс/см^2}{10 м}$.

К повышенным пластовым давлениям (ППД) относятся начальные пластовые давления с градиентами в диапазоне от 1,30 до 1,06. Начальные пластовые давления, характеризующиеся градиентами 1,05—0,96, считаются условно нормальными (НПД), так как их значения отличаются от условных гидростатических давлений практически незначительно. Начальные пластовые давления с градиентами, начиная от 0,95 и ниже, принимаются как аномально-низкие пластовые давления (АНПД).

Сопоставление значений интенсивностей структур (i), к которым в рассматриваемых регионах приурочены месторождения углеводородов, со значениями градиентов начальных пластовых давлений (Γ_p) в залежах указало на существование прямой зависимости между этими параметрами. Из графика на рис. 1 видно, что чем выше значение интенсивности структур (i) Внутренней зоны Предкарпатского прогиба и

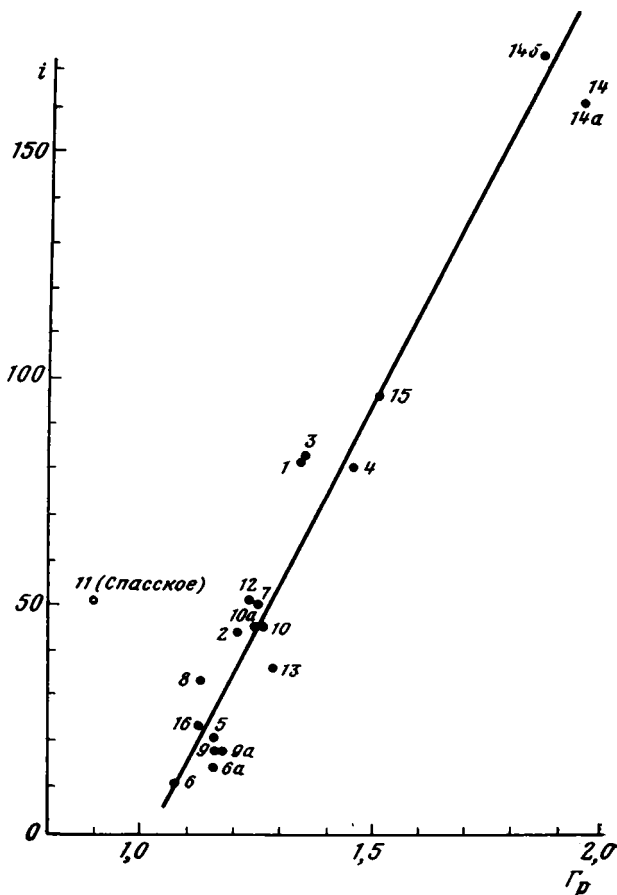


Рис. 1. График зависимости градиентов начальных пластовых давлений (Γ_p) от интенсивности структур (i) во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба и Скибовой зоне Карпат. Месторождения углеводородов (цифра в скобках означает глубину пласта, в м, которой соответствует значение параметра i и величины Γ_p на графике): 1 — Старо-Самборское (3460), 2 — Бориславская складка, 1-й структурный ярус (1800), 3 — Борислав: Попельский участок, 2-й структурный ярус (2350), 4 — Иваниковское, Полярковский и Иваниковский блоки (2748), 5 — Оров-Уличнянское (3134), 6 — Стынявское — Долголуцкий блок, олигоцен (3785), 6, а — то же, эоцен (3805), 7 — Струтынское (1900), 8 — Выгода-Витвицкое (3350), 9 — Северо-Долинское, олигоцен (3017,5), 9, а — то же, эоцен (3025), 10 — Долинское, олигоцен (2303), 10, а — то же, эоцен (2500), 11 — Спасское (1870), 12 — Космачское (3100), 13 — Росильнянское (3002), 14 и 14, а — Гвиздецкая, олигоцен, на ВНК нижних и верхних горизонтов (1985, 5), 14, б — то же, эоцен (2283), 15 — Пнивское (2110), 16 — Битковское, 2-й структурный ярус: Битковско-Пасечнянский и Бабче-Старуньский блоки, юго-западная часть (2475)

Скибовой зоны Карпат, тем большую величину имеет градиент начального пластового давления (Γ_p). Приведенный график, таким образом, позволяет ориентировочно прогнозировать в коллекторах, залегающих под породами-покрышками, наличие ППД и АВПД в зависимости от значений интенсивности структур во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба и в Скибовой зоне Карпат.

Обработав статистические данные по значениям параметров i и Γ_p на ЭВМ, получена следующая эмпирическая формула, по которой возможно определять градиенты начальных пластовых давлений $\Gamma_p \frac{\text{кгс/см}^2}{10 \text{ м}}$

во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба и Скибовой зоне Карпат:

$$\Gamma_p^* = 0,0052774 i + 0,994 \pm 0,22,$$

где 0,0052774 и 0,994— постоянные коэффициенты; $\pm 0,22$ — среднеквадратичная ошибка при уровне значимости 0,95 по критерию Стьюдента.

Исходя из того, что $\Gamma_p = P_n/P_z$, где P_n — начальное пластовое давление и P_z — условное гидростатическое давление, см. соотношение (1), легко выводится формула для подсчета начального пластового давления в коллекторе в зависимости от интенсивности структуры и глубины залегания пласта (H) в метрах:

$$P_n^* = 0,1 H (0,0052774 i + 0,994 \pm 0,22),$$

где P_n^* — начальное пластовое давление в коллекторах, залегающих под породами-покрышками для Внутренней зоны Предкарпатского прогиба и Скибовой зоны Карпат.

Полученная формула, как можно заметить, состоит из двух членов: первый из них $0,1 H$ численно равен формуле (1), второй же член, заключенный в скобки, учитывает появление избыточных давлений в коллекторах, залегающих под непроницаемыми породами-покрышками, в зависимости от тектонического фактора, что повышает точность прогнозирования давлений в пласте. Например, если взять Долинское месторождение нефти, где амплитуда складки равна 1150 м, площадь структуры по изогипсе —2600 м (олигоцен) равна 24,3 км², то на глубине $H=2303$ м начальное пластовое давление равно

$$P_n = 230,3 \left(0,0052774 \frac{1150}{24,3} + 0,994 \right) = 286,5 \text{ кгс/см}^2$$

По манометрическим замерам P_n здесь было равно 292 кгс/см², погрешность определения, таким образом, всего лишь 1,9%. Если определять P_n по соотношению (1), то мы получили бы 230,3 кгс/см² с погрешностью определения 21,13%. Если подсчитывать по формуле Л. Н. Быкова, то погрешность будет также значительно выше, а именно 17%.

При проверке формулы по 21 залежи среднеарифметическая погрешность оказалась равной $\pm 4,8\%$ без Спасского месторождения, где произошла, видимо, разгрузка пластовой энергии из продуктивного горизонта олигоцена, так как он отделяется от плоскости регионального надвига Скибовой зоны Карпат всего лишь несколькими десятками метров.

Во Внешней зоне Предкарпатского прогиба (платформенный его склон), где развита складчатость промежуточного типа, но которую условно относят к Карпатской нефтегазоносной провинции, смятость отложений, естественно, менее интенсивная по сравнению с Внутренней зоной Предкарпатского прогиба. Многие залежи углеводородов этой зоны характеризуются нормальными пластовыми давлениями. На ряде месторождений развиты АНПД.

Количественные характеристики локальных структур Внешней зоны Предкарпатского прогиба нами уже публиковались (Орлов, 1972). В данной статье интересно отметить, что максимальные по величине значения градиентов начальных пластовых давлений во Внешней зоне Предкарпатского прогиба отмечены на приразломных структурах Залужаны, Мостиско, Судовая Вишня, где значения интенсивностей структур также выше, чем на других площадях указанной зоны. Причем на Залужанской структуре на глубинах 2000—2100 м при $i=3,9$ существует ППД ($\Gamma_p=1,08$), на глубине же 2900 м по мере увеличения

тектонической нарушенности площади (параметр i увеличивается до 12,72; появляются новые разрывы) градиенты пластовых давлений увеличиваются вплоть до 1,49. Указанное явление свидетельствует, на наш взгляд, о возможности существования подтоков газов в северо-западной части Внешней зоны Предкарпатского прогиба с больших глубин по тектоническим разрывам и о перспективности в нефтегазовом отношении здесь образований мезозойского и более древнего фундамента.

Полученные на ЭВМ эмпирические формулы, по которым можно ориентировочно прогнозировать величины начальных пластовых давлений, и их градиенты в коллекторах Внешней зоны Предкарпатского прогиба в зависимости от параметра i имеют следующий вид:

$$\Gamma_p^{kn} = 0,016998 i + 0,911737 \pm 0,24,$$

$$P_n^{kn} = 0,1 H (0,016998 + 0,911737 \pm 0,24),$$

где Γ_p^{kn} и P_n^{kn} — соответственно градиент начального пластового давления и начальное пластовое давление для структур платформенного склона Предкарпатского прогиба; 0,016998 и 0,911737 — постоянные коэффициенты; i — см. формулу (2); 0,24 — максимальная среднеквадратичная ошибка в 95% случаев. При проверке формул по 26 залежам углеводородов Внешней зоны Предкарпатского прогиба, включая прилегающую Велико-Мостовскую площадь Воыно-Подольской плиты, среднеарифметическая погрешность оказалась равной $\pm 8,7\%$.

На рис. 2 иллюстрируется график зависимости $\Gamma_p = f(i)$ для месторождений углеводородов Днепровско-Донецкой впадины.

Эмпирические формулы прогнозирования значений градиентов начальных пластовых давлений (Γ_p^o) и непосредственно начальных пластовых давлений (P_n^o) в зависимости от параметра i и глубины залегания пласта (H) под непроницаемыми породами-покрышками следующие:

$$\Gamma_p^o = 0,00629 i + 1,01628 \pm 0,15,$$

$$P_n^o = 0,1 H (0,00629 i + 1,01628 \pm 0,15),$$

где 0,00629 и 1,01628 — постоянные коэффициенты; $\pm 0,15$ — максимальная среднеквадратичная погрешность в 95% случаев. Среднеарифметическая погрешность составила $\pm 4,7\%$ по 50 залежам Днепровско-Донецкой впадины.

Некоторое несоответствие выведенной зависимости имеют Сагайдакское и по нижнепермским отложениям Шебелинское месторождения. На Сагайдакском месторождении низкое значение Γ_p при сравнительно высоком значении i мы связываем с происшедшей здесь разгрузкой пластовой энергии по тектоническим нарушениям, достигающим, как известно, четвертичных отложений. Подтверждением этого мнения может служить большой удельный вес нефти в месторождении ($0,908 \text{ г/см}^3$), что связано, видимо, с имеющим место окислением нефти в залежи за счет связи ее с поверхностью. На Шебелинском месторождении (в нижнепермских отложениях) несоответствие высокого значения градиента начального пластового давления низкому значению интенсивности структуры объясняется нами большой высотой газовой залежи Шебелинского месторождения, так как по замерам уже в отложениях верхнего карбона существенных отклонений от выведенной зависимости $\Gamma_p = f(i)$ не наблюдается.

Представляют интерес для выявления причин возникновения АВПД в Днепровско-Донецкой впадине следующие сведения. Известно, что в примыкающем к Днепровско-Донецкой впадине на юго-востоке Донец-

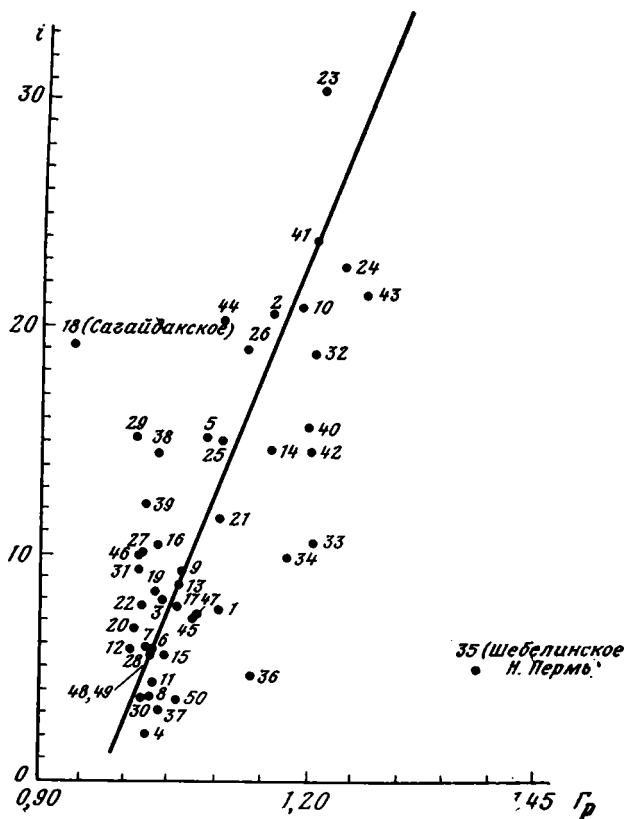


Рис. 2. График зависимости градиентов начальных пластовых давлений (Γ_p) от интенсивности структур (i) в Днепровско-Донецкой впадине. Нефтепромысловые площади (цифра в скобках означает глубину в м, которой соответствует параметр i и значение Γ_p на графике): 1 — Монастырищенская (3355), 2 — Прилукская (1602), 3 — Мильковская (3000), 4 — Леляковское (1850), 5 — Богдановская (2495), 6 — Гнединцевская (1730), 7 — Гнединцевская (3350), 8 — Великобубновская (3105), 9 — Чижевская (3750), 10 — Глинско-Розбышевская (3628), 11 — Ново-Троицкая (3400), 12 — Чернухинская (2957), 13 — Кочановская (3085), 14 — Рыбальская (3384), 15 — Бельская (3950), 16 — Кибинцевская (1590), 17 — Малосорочинская (2257), 18 — Сагайдакская (1698), 19 — Потичанская (1720), 20 — Лиманская (1790), 21 — Зачепиловская (1350), 22 — Решетняковская (3244), 23 — Машевская (3708), 24 — Опошнянская (3695), 25 — Солоховская (3450), 26 — Новогригорьевская (1900), 27 — Перещепинская (2640), 28 — Пролетарская (1825), 29 — Восточно-Новоселовская (1922), 30 — Николаевская (2693), 31 — Михайловская (782), 32 — Ефремовская (3000), 33 — Западно-Сосновская (3676), 34 — Кегичевская (2601), 35 — Шебелинская (2000), 36 — Шебелинская (2450), 37 — Мирлобовская (2420), 38 — Голубовская (1112), 39 — Левинцовская (750), 40 — Западная Крестищенская (3400), 41 — Мелиховская (3100), 42 — Верхнеланская (3400), 43 — Западная Медведовская (3190), 44 — Кременовская (2215), 45 — Спиваковская (457), 46 — Волоховская (3060), 47 — Краснопоповская (489), 48 — Боровская (1510), 49 — Вергунская (1165), 50 — Ольховская (1669)

ком каменноугольном бассейне в угольных пластах участки, на которых имеют место внезапные выбросы угля и газа при разработке, приурочены, как правило, к пликативным и разрывным тектоническим нарушениям (Буняк, Мурич, 1977; Ткаченко, 1977).

Видимо, следует считать неоспоримым то, что природный газ в угольных залежах может скапливаться в больших количествах в полостях разрывов, трещин и микротрещин, мигрируя по тектоническим разрывам на большие расстояния. Известно, что внезапные выбросы метана бывают не только в угольных, но и в месторождениях других полезных ископаемых, а также в угольных месторождениях, где уголь выбрасывается не метаном, а другими газами, например CO_2 . Так, выбросы соли (до 1500 т) вместе с углекислым газом известны в шахтах

Инвроцлав и Кладовиц в Польше, выбросы соли с метаном, а также и с углекислотой описаны Л. Н. Быковым (1962) по месторождениям калийных солей районов р. Верра и Южного Гарца в ГДР.

Различие газов по химическому составу при внезапных выбросах, а также тот факт, что эти явления имеют место в полезных ископаемых, различающихся между собой по характеру и генезису, не позволяет связывать источник происхождения этих газов (тем более в больших количествах) непосредственно с разрабатываемым полезным ископаемым. Видимо, скопления газов в твердых полезных ископаемых, которые обуславливают внезапные выбросы при производстве подземных выработок, как и чисто газовые залежи, формируются вследствие миграции газов по тектоническим разрывам с больших глубин.

Миграция газов, а также и других флюидов в коллекторы различного характера происходит под давлением, причем независимо от того, осуществляется это по глубинным разломам из подкорковых оболочек Земли, как это считают одни исследователи (Кропоткин, Валяев, 1977; Аникиев, 1977), или из генерирующих флюиды осадочных свит, согласно точке зрения других авторов (Добрынин, Серебряков, 1974). Однако последующие тектонические движения, которые приводят к дальнейшим дислокациям слоев горных пород и сокращению в них пор, полостей трещин и других пустот, значительно усиливают напряженное состояние находящихся в поровой среде флюидов, даже в том случае, если гравитационное уплотнение отложений под действием геостатического давления было невозможно.

Выведенные нами зависимости $G_p = f(i)$ свидетельствуют о том, что флюиды могли попадать в пористую среду не только после того, как ловушка уже полностью образовалась. Видимо, часты случаи, когда происходило одновременно изгибание пласта коллектора в складку, или дальнейшее его изгибание, формирование, а возможно и переформирование залежи углеводородов и в этом процессе формирование пластового давления.

Известно, например, что наибольшее количество внезапных выбросов газа и угля в Донбассе происходит в его центральном районе с развитием интенсивной складчатости. Однако Л. С. Вольпова, А. В. Джумайло (1977) установили, что наиболее опасны по газодинамическим проявлениям антиклинальные структуры 2-го и более высоких порядков, т. е., где, видимо, происходили локальные сжатия пород.

В Днепровско-Донецкой впадине залежи углеводородов с ППД и АВПД также локализируются на юго-восточном ее участке, где осадочные образования наиболее интенсивно осложнены складками, нередко брахиантиклинального типа, с усилением деформации горных пород соляными куполами, формирование которых происходит до настоящего времени.

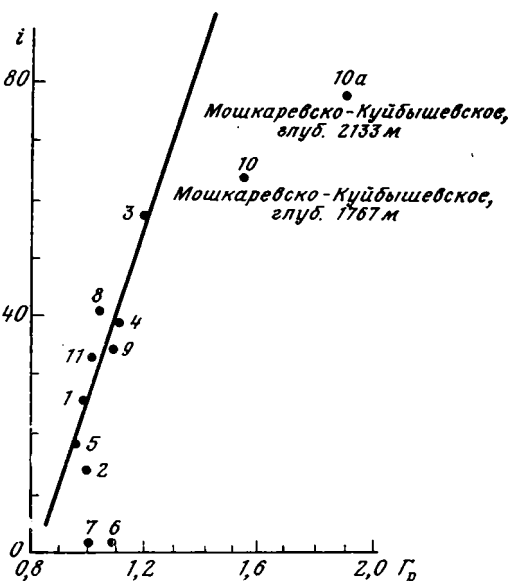
В области равнинного Крыма и Керченского полуострова, несмотря на то, что здесь на величины пластовых давлений в месторождениях углеводородов влияет очень много факторов (разгрузка пластовой энергии из залежей во вмещающие породы и на поверхность и грязевой вулканизм, различие температурных условий на различных площадях, сложная гидрогеологическая обстановка и др.), тем не менее также имеется зависимость (хотя и менее отчетливая, чем в рассмотренных выше областях) градиентов начальных пластовых давлений от величин интенсивностей структур в залежах углеводородов. Эта зависимость представлена на графике (рис. 3), построенном для залежей со значениями G_p выше 0,95, т. е. характеризующихся НПД, ППД и АВПД.

На два месторождения, а именно Джанкойское и Стрелковское, как можно заметить на графике, общая зависимость $G_p = f(i)$ не распространяется. Это может быть объяснено несколько пониженной на Джанкойской и Стрелковской площадях геотермической ступенью по

сравнению с целым рядом других месторождений Крыма (Васильев, Жабров, 1975). В условиях повышенной температуры объем углеводородных газов, как известно, увеличивается, что может приводить к появлению избыточного давления в пласте. Не исключена также возможность поступления газа на указанных площадях из нижезалегающих образований. Согласно точке зрения В. Б. Порфирьева и др. (1977), в рассматриваемой области перспективным в отношении нефтегазонасности является домеловой фундамент.

Изучая зависимость градиентов начальных пластовых давлений в залежах углеводородов от степени изогнутости пластов пород в складки на Керченском полуострове, установлено, что здесь на ряде

Рис. 3. График зависимости градиентов начальных пластовых давлений (Γ_p) от интенсивностей структур (i) в залежах углеводородов Крыма и Керченского полуострова, характеризующихся значением Γ_p выше 0,95. Месторождения углеводородов (цифра в скобках означает глубину пласта в м, которой соответствует значение параметра i и величина Γ_p на графике): 1 — Карловское (3342), 2 — Краснополянское (1096), 3 — Запднооктябрьское (3380), 4 — Октябрьское (2709); 5 — Задорненское (613), 6 — Джанкойское (545,5), 7 — Стрелковское (415), 8 — Белокаменское (300), 9 — Мысовое (420), 10 — Мошкаревско-Куйбышевское (1767), 10, а — то же (2133), 11 — Глебовское (1090)



площадей при больших значениях параметра i в сводах и присводовых частях складок образовались разрывы, через которые флюиды (в том числе и углеводороды) выжимаются на поверхность, образуя брекчию грязевых вулканов. Казалось бы, что на таких площадях указанное явление обязательно должно привести к формированию в залежах АНПД. Однако в некоторых месторождениях Керченского полуострова, несмотря на постоянный выход флюидов из залежей на поверхность, разгрузка пластовой энергии не отмечается. Примером может служить Мошкаревско-Куйбышевское нефтяное месторождение, где на глубине 1767 м $\Gamma_p=1,52$, при параметре $i=66,10$. Интересно, что с глубиной темп увеличения величины Γ_p значительно выше темпа увеличения значения параметра i . Так, на глубине 2133 м Γ_p на указанном месторождении равен 1,88 при $i=80,0$, что и обуславливает положение точки 10, а на рис. 3 далеко за пределами зависимости $\Gamma_p=f(i)$.

Указанное явление логичнее всего объяснить подтоком флюидов под большим давлением по тектоническим разрывам, проникающим на большие глубины. О возможности связи залежей углеводородов Керченского полуострова по тектоническим разрывам с большими глубинами свидетельствуют также углекисло-борно-литиевые выделения из грязевых вулканов (Денега, 1971).

Таким образом, в результате проведенных исследований в нефтегазонасных областях Украины можно сделать заключение, что возникновение повышенных и аномально-высоких давлений в коллекторах при складкообразовании происходит вследствие следующих причин:

1. Складчатые структуры с высокими значениями интенсивности смятия пластов пород (т. е. параметра i) являются, как правило, приразломными. На таких участках с увеличением глубины тектоническая раздробленность отложений возрастает, что обуславливает усиление интенсивности подтоков флюидов с больших глубин под высокими давлениями в коллекторы и увеличение в них пластовых давлений.

2. При складкообразовании происходит деформация скелетов коллекторов и уменьшение в них поровых пространств, что также влечет к возникновению избыточных давлений в пористой среде, заполненной флюидами. Образующиеся при изгибании пластов в складки трещины, создают условия, благоприятные для отжимания флюидов к сводам, где образуются, как правило, раскрытые трещины и разрывы. Через раскрытые трещины и разрывы может происходить частичная разгрузка пластовой энергии из коллекторов путем выжимания флюидов во вмещающие породы, что обуславливает формирование разуплотненных зон с относительно повышенными давлениями. Внутри таких зон всегда находятся пласты и пропластки с ППД и АВПД.

Литература

- Аникиев К. А.* Прогноз сверхвысоких пластовых давлений и совершенствование глубокого бурения на нефть и газ. Л., «Недра», 1971.
- Аникиев К. А.* О геологических основах прогноза сверхвысоких пластовых давлений и осложненных условий глубокого бурения.— В сб.: Аномально высокие пластовые давления и методы прогноза АВПД в процессе бурения. Тр. ВНИГРИ, 1977, вып. 397.
- Буняк В. Е., Мурич А. Т.* Геологические факторы виброопасности и методы их изучения.— В сб.: Прогноз выбросоопасности угольных пластов и вмещающих пород на стадии геологоразведочных работ (тез. докл. к Всес. науч.-техн. семинару в г. Днепропетровске, 22—24 февраля 1977 г.). М., 1977.
- Быков Л. Н.* О законе распределения начального пластового давления в толще пород нефтяных, газовых и угольных месторождений. Докл. на науч.-техн. конф. Тульского горного института, 2 апреля 1962 г. М., 1962.
- Васильев В. Г., Жабрев И. П.* Справочник «Газовые и газоконденсатные месторождения». М., «Недра», 1975.
- Вольпова Л. С., Джумайло А. В.* К оценке выбросоопасности пород восточного Донбасса.— В сб.: Прогноз выбросоопасности угольных пластов и вмещающих пород на стадии геологоразведочных работ (тез. докл. к Всес. науч.-техн. семинару в г. Днепропетровске 22—24 февраля 1977 г.). М., 1977.
- Денега Б. И.* Геологическое строение Керченского полуострова и прилегающих районов и перспективы поисков залежей нефти и газа. Автореферат. канд. дис. ИГГГИ АН УССР, Львов, 1971.
- Добрынин В. М., Серебряков В. А.* Оценка коэффициента водопроницаемости глинистых покрышек в естественном залегании по комплексу геолого-геофизических наблюдений.— Геол. нефти и газа, 1974, № 7.
- Жданов М. А.* Нефтегазопромысловая геология и подсчет запасов нефти и газа. М., «Недра», 1970.
- Кропоткин П. Н., Валяев Б. М.* О природе аномально-высоких пластовых давлений в нефтяных и газовых месторождениях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 11.
- Кучерук Е. В., Шендерей Л. П.* Современные представления о природе аномально-высоких пластовых давлений. ВИНИТИ, Месторождения горючих полезных ископаемых, т. 6. М., 1975.
- Наливкин В. Д., Дедеев В. А., Иванцова В. В., Кац З. Я., Кругликов Н. М., Лазарев В. Ф., Сверчков Г. П., Черников К. А., Шаблинская Н. В.* Сравнительный анализ нефтегазонасыщенности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Л., «Недра», 1965.
- Орлов А. А.* К вопросу типизации локальных структур Внешней зоны Предкарпатского прогиба по количественным критериям.— Геология и геохимия горючих ископаемых, ИГГГИ, вып. 32. Киев, «Наукова думка», 1972.
- Порфирьев В. Б., Ключко В. П., Краюшкин В. А., Ладыженский Г. Н., Созанский В. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Геологические критерии поисков новых объектов на нефть и газ на территории Украины. Киев. «Наукова думка», 1977.
- Ткаченко В. Ф.* Влияние тектонических движений на выбросоопасность угольных пластов в Донецком бассейне.— В сб.: Прогноз выбросоопасности угольных пластов и вмещающих пород на стадии геологоразведочных работ (тез. докл. к Всес. науч.-техн. семинару в г. Днепропетровске 22—24 февраля 1977 г.). М., 1977.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.2 : 551.24 (235.211)

О. П. САПОВ

О ПРИНЦИПАХ ОПИСАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ МЕХАНИЗМОВ

В настоящее время в тектонике предложено множество моделей от сравнительно простых смещений типа взбросов или сбросов до сложных систем взаимных перемещений и процессов, охватывающих подчас земную кору и мантию и по значимости раскрытых проблем восходящих к рангу тектонических гипотез. Эти модели, как правило, наглядно характеризуют процессы становления структур, для которых они были созданы. В то же время сопоставление их друг с другом часто затруднительно, поскольку механизмы, созданные для одной и той же структуры, во многом противоречат друг другу и, казалось бы, полностью отрицают друг друга.

Противоречивые впечатления не всегда обусловлены объективными причинами. Часто они являются следствием несовершенства принятого в настоящее время аппарата описания и изображения результатов исследований. В подавляющем большинстве случаев при создании тектонических моделей не выполняется один из основных принципов теоретической механики, заключающийся в том, что никакая механическая система (движение) не может быть охарактеризована, пока не определена система координат, в которой эти движения описываются. И несмотря на то что тектонические движения являются процессами более сложными, чем те, которые охватывает современный аппарат теоретической механики, представляется очевидным, что этот принцип имеет силу и для усложненных подвижных систем.

Тектонические модели так или иначе все же характеризуют движения по той причине, что система координат всегда подразумевается, т. е. присутствует в неявном виде. Способы неявного обозначения системы координат в тектонике бывают самые различные.

Иногда система координат ориентировочно определяется дефиницией термина или названием процесса. Например, в структурной геологии при описании простейших форм тектонических смещений термин «взброс» подразумевает, что система координат фиксирована на опущенном крыле. Перенос начала координат на поднятое крыло преобразует описанное соотношение в обратный сброс. И если для целей поисковых и геологосъемочных работ эти детали несущественны и могут быть опущены, то для изучения динамики движений они приобретают первостепенное значение, так как упорядоченное описание даже простейшей системы взбросов и сбросов как относительных движений возможно только в единой системе отсчета.

В более сложных тектонических структурах, когда просто визуальных наблюдений оказывается недостаточно и для характеристики дви-

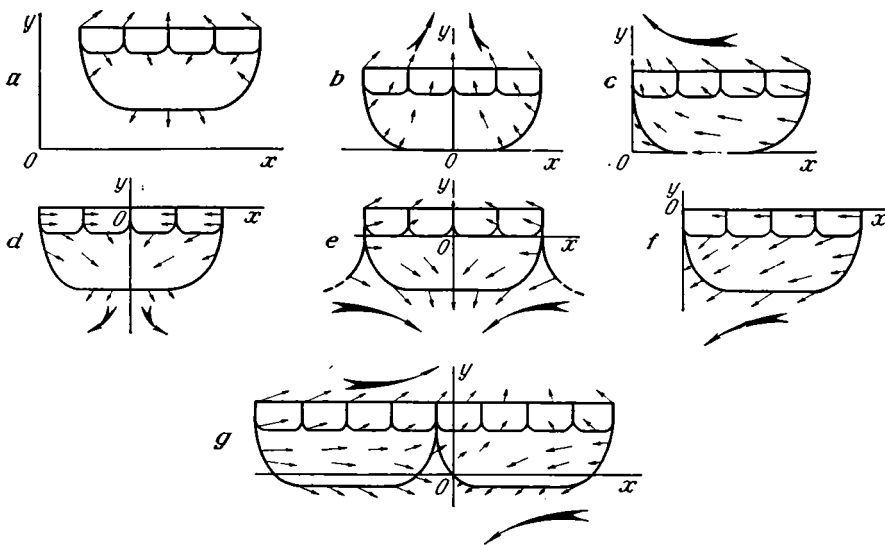


Рис. 1. Изменение характера тектонических смещений в зависимости от расположения начала системы координат в разных частях деформируемого блока. Величина сплошных стрелок качественно отражает величину относительного смещения частиц блока в выбранной системе координат. Фигурные стрелки обозначают обобщенные векторы смещений, характеризующие тектонические механизмы, предложенные ранее. Объяснение в тексте

жений привлекаются специальные методы, неявное задание системы координат во многом предопределяется избранным методом исследований. Этот тезис требует более детальных пояснений.

В основу рассматриваемых ниже взаимоотношений положена схема динамики земной коры, предложенная автором (Сапов, 1976₁), но в данном случае рассматриваются не изменения характера поля напряжений, а механические деформации блоков земной коры. Поэтому стрелки (см. рис. 1) обозначают векторы смещения частиц блоков, характеризуя изменение его формы в таком диапазоне событий, в каком эта форма вообще сохраняется. Наиболее наглядно описываемый процесс может быть охарактеризован в независимой системе координат (см. рис. 1, а), когда каждый отдельно взятый блок независимо от его порядка сминается в условиях тангенциального сжатия во все более крутую «складку». При этом на фоне сближающихся крыльев происходит увеличение мощности не только основного блока, но и блоков второго (см. рис. 1, а) и более высоких порядков (на рисунке не показаны), вплоть до конкретных приповерхностных структурных форм типа крупных синклинальных складок. По бокам эти блоки ограничены лучевыми разломами соответствующих порядков (Сапов, 1976₂) вплоть до глубинных разломов (Пейве, 1960), а снизу — субгоризонтальными поверхностями сколов (Пейве, 1976). Возможность проявления в земной коре такого механизма была обоснована на геологическом материале ранее (Сапов, 1972, 1976_{1,2}). Основная же задача предложенной здесь схемы (см. рис. 1) заключается в том, чтобы показать, насколько видоизменяется впечатление о характере движений при переносе начала координат из одной части системы в другую и в какой мере положение точки отсчета может зависеть от метода исследований.

В настоящее время в физике для обозначения начала системы координат используется образное выражение «наблюдатель». В геологии «наблюдателями» тектонических движений ввиду их длительности, как правило, являются те или иные процессы, в которых эти движения фиксируются в геологической летописи. Многообразие и подчас сложное

проявление этих процессов обусловило появление многочисленных специальных методов их изучения. Основными из них являются метод фаций и мощностей, структурно-формационный, методы четвертичной геологии, а также инструментальные методы.

Тектонический процесс, изученный в рамках того или иного метода, в пределах конкретной структуры может быть охарактеризован с высокой степенью полноты, но всегда он будет описан с точки зрения конкретного «наблюдателя» — процесса, положенного в основу данного метода.

Например, метод фаций и мощностей описывает процессы накопления осадков при относительном воздымании бортов седиментационного бассейна вверх по разрезу в соответствии с порядком накопления пластов. В рамках этого метода начало системы координат автоматически располагается у основания осадочных толщ. Конкретно же выбор начала системы координат зависит от побочных факторов в равной мере, как и от точки зрения исследователя.

Если описанный блок (см. рис. 1, *a*) охватывает целиком осадочную толщу, то при отсутствии естественных рубежей по его бортам (например, описываемый блок расположен целиком внутри широкого седиментационного бассейна) естественно поместить начало координат в его середине. Тогда смещение всех частиц блока приобретает вид преимущественно вертикальных перемещений (см. рис. 1, *b*).

При наличии ярко выраженного рубежа на краю блока (например, рядом существует молодой прогиб, к тому же выраженный в рельефе) более естественно, рассматривая развитие складчатой области относительно прогиба, совместить систему координат по оси *y* с этим рубежом. Тогда те же самые движения (см. рис. 1, *a*) приобретают вид одностороннего смещения с преимущественно вертикальными подвижками в зоне лучевого разлома (см. рис. 1, *c*).

Структурно-формационный метод исследований, являясь непосредственным развитием метода фаций и мощностей, включает в себя в равной мере с процессами седиментации и структурную сторону геологических разрезов, раскрепощая тем самым внимание исследователя и предопределяя более свободный выбор точки расположения «наблюдателя» в описываемой структуре. В этом случае начало координат может быть задано как на земной поверхности (см. рис. 1, *d*), так и на некоторой глубине (см. рис. 1, *e*).

Методы четвертичной геологии и геоморфологии базируются, как правило, на привязке к уровню моря или к условному горизонтальному уровню. Последний всегда располагается ниже современного среза. Поэтому во впечатлениях о характере движений вертикальные смещения отчетливо преобладают над горизонтальными (см. рис. 1, *b*).

Инструментальные измерения современных подвижек в земной коре всегда выполняются относительно некоторой точки, принимаемой за неподвижную. Если начало координат окажется на краю деформируемого блока (см. рис. 1, *a*), то поле смещения частиц блока принимает вид одностороннего погружения, а при наличии ярко выраженного рубежа в левой части блока и больших масштабах явления возникает эффект субдукции (см. рис. 1, *f*). Смещение начала координат в другую часть блока существенно усложняет картину. На рисунке (см. рис. 1, *g*) приведен пример, дающий эффект обдукции в его левой части и субдукции в правой части.

Все рассмотренные выше механизмы тектонических движений приводятся в публикациях в вариантах, показанных фигурными стрелками, или набором соответствующих векторов без обозначения системы координат и поэтому выглядят как механизмы, исключющие друг друга даже в территориально разобщенных регионах. Но и в пределах одной структуры обозначение системы координат не является абстрактной операцией, как не являются абстрактными механизмы, предложенные

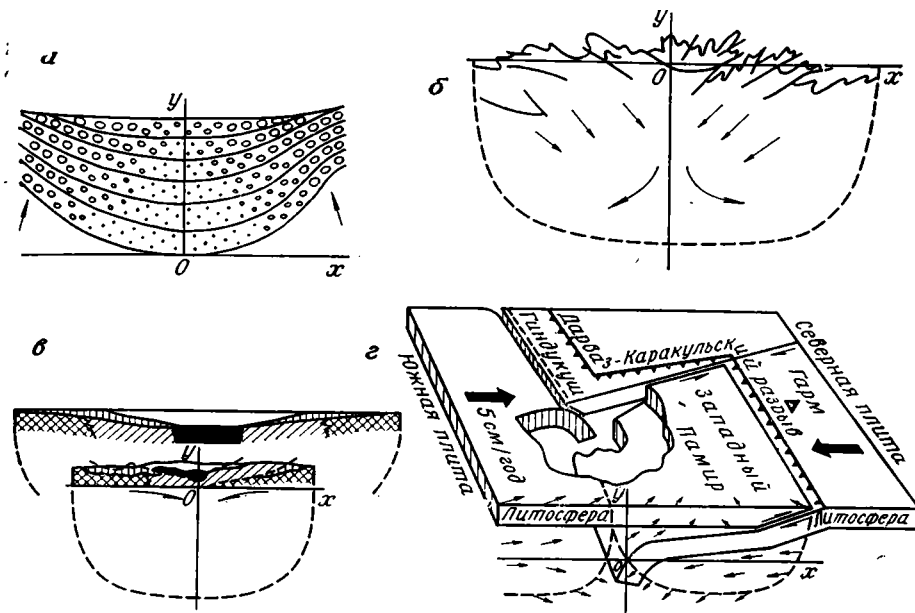


Рис. 2. Принципиальная схема тектонических смещений блокового типа *a* — строение конседиментационной складки (Шульц, 1948 и др.) с добавлением системы координат $хоу$ и векторов фиксируемых смещений (сравнить с рис. 1, *b*); *б* — принципиальная схема кинематического механизма образования шарьяжей и геосинклинальной складчатости, по Г. Л. Аджирею (1977), с добавлением системы координат и пунктира, очерчивающего дислоцируемый блок (сравнить с рис. 1, *d*); *в* — профили, иллюстрирующие предполагаемый механизм образования раннеальпийской структуры Юго-Восточного Памира, по С. В. Руженцеву (1968), с добавлением системы координат $хоу$ и пунктира, очерчивающего дислоцируемый блок (сравнить с рис. 1, *e*); *г* — реконструкция сложного взаимодействия сталкивающихся континентальных плит под Западным Памиром и Гиндукушем, по А. А. Лукку и А. А. Гангнусу (1977), с добавлением системы координат $хоу$ и векторов смещений (тонкие двусторонние стрелки) по боковой схеме деформаций (сравнить с рис. 1, *g*)

для описания процесса ее развития. Все изображенные на рисунке (см. рис. 1) типы смещений представляют собой реальные с точки зрения данного «наблюдателя», расположенного в точке 0 системы координат $хоу$ перемещения масс.

Например, субдукционно-обдукционная схема (см. рис. 1, g^1), предложенная для Памира А. А. Лукком и А. А. Гангнусом (1974) на основе инструментальных измерений и объясненная с позиций тектоники литосферных плит (см. рис. 2, *г*), не менее реальна, чем схема преимущественно горизонтальных смещений всего Памира на север (см. рис. 1, *e*) «мобилистского» плана, разрабатываемого в настоящее время С. А. Захаровым (1970). Совместное движение обоих блоков в системе координат $хоу$ (см. рис. 1, *c*, *g*) достаточно полно характеризует «наплыв» Памира на север. Горизонтальное смещение в пределах тектонических дуг Памира относительно его северной оконечности с заметной выраженным вертикальным поднятием достаточно определено мотивируется как общим контуром геологической карты, так и совокупностью историко-геологических сведений, особенно за альпийский этап развития.

Не менее реальными с позиций метода фаций и мощностей, разрабатываемых в настоящее время М. М. Кухтиковым (1977 и др.), являются преимущественно вертикальные смещения (см. рис. 1, *b* и рис. 2, *a*) тектонических зон Памира относительно друг друга. При этом они раз-

¹ Оба блока представляют собой упрощенную схему строения коры Памира, полученную на основе сопоставления геологических разрезов и сейсмологических профилей (Сапов, 1976₁).

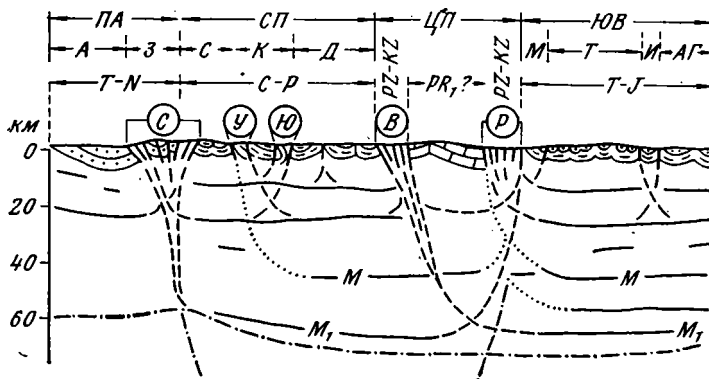


Рис. 3. Схема строения земной коры Восточного Памира. Составлена автором с использованием геологического профилирования, государственной геофизической съемки, тектонического районирования (Бархатов, 1963), геофизического профилирования (Базовкина и др., 1972)

Буквы в кружках обозначают лучевые разломы первого порядка: С — Северопамирский, В — Ванч-Акбайтальский, Р — Рушано-Пшартский, и лучевые разломы второго порядка: У — Уйсуйский, Ю — Южнокаракульский

Индексами показан возраст пород в пределах обнажающихся частей структур: Т—N — полный разрез от триасовых отложений до неогена включительно; С—Р — каменноугольные и пермские отложения, нерасчлененные, с выходами протрузивно выжатых в зонах лучевых разломов второго порядка более древних палеозойских пород; PZ—KZ — обнажающиеся в блоках практически все подразделения фанерозоя при наличии третичных пород; PR₁? — нижнепротерозойские породы; Т—J — триасовые и юрские толщи с редкими выходами в зонах дробления лучевых разломов высоких порядков подстилающих отложений карбон-пермского возраста

Буквами без кружков показаны тектонические зоны: ПА — Памиро-Алая с подзонами А — Алайской долины и З — Заалайская, СП — Северного Памира с подзонами С — Калайхумб-Сауксайская; К — Каракульская и Д — Дарваз-Сарыкольская, ЦП — Центрального Памира (подзоны на рисунке не обозначены), ЮВ — Юго-Восточного Памира с подзонами Т — Тахтамышская, И — Истыгская и АГ — Аличур-Гурумдинская.

Сплошными линиями показаны поверхности раздела скоростей сейсмических волн — выделяются две поверхности Мохоровичича М и М₁; штрихпунктиром показано положение поверхности Мохоровичича по данным В. К. Кулагина и др. (1976), пунктиром околонтурены блоки, восстановленные по тектоническим таксонам; точечным пунктиром показаны предполагаемые блоки, формирующиеся в новейшей структуре и пространственно не совпадающие со структурообразующими блоками; вертикальным штрихпунктиром показана суперпозиция северного блока (СП+ЦП) в общей структуре (объяснение в тексте)

виваются в непосредственной близости друг от друга и, несмотря на значительную контрастность относительных смещений, дневная поверхность зон остается приведенной к единому горизонтальному уровню, являющемуся дневной поверхностью более крупного блока (см. рис. 1, б).

Схема, изображенная на рис. 1, е, реально применима для описания структур шарьяжного типа Юго-Восточного Памира. Именно такой механизм был получен С. В. Руженцевым (см. рис. 2, в), выполнившим детальный структурно-формационный анализ этой территории (Руженцев, 1968). Существенно, что точность выполненных им исследований оказалась достаточно высокой для того, чтобы в схеме (рис. 2, в) в неявном виде были учтены вертикальные поднятия Памира: конфигурация фигурных стрелок (см. рис. 1, е) отличается на необходимую величину от конфигурации фигурных стрелок (см. рис. 1, г), отражающих механизм областей шарьяжирования европейских альпид (Аджирей, 1977), где вертикальные поднятия выражены заметно слабее (см. рис. 2, б).

Едиственная из рассмотренных схем, которая не была предложена для Памира, — это схема субдукции (см. рис. 1, ф), и в этом, очевидно, сказались реальные 4—5-километровые поднятия региона над уровнем моря.

Описанные соотношения представляют возможность реконструкции строения земной коры Памира по крайней мере до поверхности Моховича (см. рис. 3). Последняя деталь схемы (см. рис. 1, *g*, правый блок) представляет собой идеализированную модель смещений в мантии и коре Памира, соответствующих этой реконструкции. В самой реконструкции имеются естественные для природных объектов усложнения. Эти усложнения заключаются в том, что соседние дислоцируемые блоки на поздних этапах развития частично перекрывают друг друга. При этом зоны перекрытия отличаются повышенной раздробленностью, но в своем развитии сохраняют индивидуальные черты каждого из блоков. В геологических разрезах описываемые блоки соответствуют таксонам тектонического районирования (см. рис. 3), а зоны перекрытия выделяются в качестве самостоятельных тектонических единиц более высокого ранга. Характерной особенностью зон перекрытия является их протрузивное смещение вверх не только структурно (в тектонической зоне Центрального Памира на поверхность в блоках выведены отложения практически всех подразделений фанерозоя, а в Заалайской тектонической подзоне — всех подразделений мезозоя и кайнозоя), но и гипсометрически. Эта особенность контактовых зон взаимодействующих блоков дает основание полагать, что весь северный блок (СП+ЦП на рис. 3), развивающийся с начала мезозоя и до настоящего времени как более высокоподнятая структура, занимает аналогичную позицию в составе более крупных блоков, охватывающих верхнюю мантию. Возможность существования таких блоков подтверждается сейсмологическими данными (см. рис. 2).

В заключение следует отметить, что схема, предложенная автором (см. рис. 1, *a*), характеризует смещение частиц блока каждого в отдельности или их совокупности, включенной в более крупный блок, в независимой системе координат. Вследствие своей «замкнутости на себя» этот механизм еще не дает «механизма тектонических движений» в общепринятом смысле или может быть таковым лишь в исключительных случаях. Но именно это свойство блока делает его форму инвариантной относительно различных систем координат. Введение же любой фиксированной системы координат означает введение дополнительного физического условия, в рассматриваемом случае связанного с планетарными зависимостями того или иного масштаба. Форма блока при этом принципиально не видоизменяется. Видоизменяется характер смещения частиц блока, который в силу своей привязки к планетарным условиям принимает статус тектонического механизма.

На рис. 1 дано графическое решение задачи приведения схемы блоковых движений к наиболее широко известным в настоящее время моделям, разрабатываемым в рамках различных тектонических школ. Анализ приведенного материала показывает, что это решение не является чисто умозрительной операцией. Все охарактеризованные типы тектонических движений действительно имеют место в природе и видоизменяются при изменении физических параметров процессов. Но это уже тема для специального исследования.

В рамках же данной статьи достаточно обратить внимание на то, что конкретное обозначение системы координат в тектонических схемах имеет принципиальное значение при изучении динамики тектонических движений. Отсутствие ее в тектонических схемах не только затрудняет взаимопонимание исследователей, но и существенно усложняет задачу выяснения глобальных механизмов тектонических движений.

Литература

- Ажгирей Г. Д.* Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М., «Наука», 1977.
- Базовкина И. Г., Люстих Т. Е., Резанов И. А.* Строение земной коры континентов по сейсмическим данным.— В сб.: Общая геология, т. 4. М., Изд-во ВИНТИ АН СССР, 1972.
- Бархатов Б. П.* Тектоника Памира. Изд-во Ленингр. ун-та, 1963.
- Захаров С. А.* Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, «Дониш», 1970.
- Кулагин В. К., Кулагина М. В., Топор Е. Г.* О глубинном строении зон сочленения Таджикской депрессии с Южным Тянь-Шанем и Памиром.— В сб.: Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе, «Дониш», 1976.
- Кухтиков М. М., Винниченко Г. П.* Краевые долгоживущие разломы Памира. Душанбе, «Дониш», 1977.
- Лукк А. А., Гангнус А. А.* Глубокие землетрясения в центре материка. Природа, 1976, № 4.
- Пейве А. В.* Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: Структуры земной коры и деформации горных пород. МГК, XXI сесс. Докл. сов. геол., Проблема 18. М., «Наука», 1960.
- Пейве А. В.* Разломы и тектонические движения.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Руженцев С. В.* Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М., «Наука», 1968.
- Сапов О. П.* О механизме формирования разрывных структур Северного Памира.— В сб.: Тектоника юго-востока Средней Азии. Душанбе, «Дониш», 1972.
- Сапов О. П.* Динамика земной коры на примере Юго-Востока Средней Азии.— Изв. АН ТаджССР, 1976, № 3. Статья депонирована в ВИНТИ, апр. 1976 г. № 1326-76. Деп. Реф. ж. 09Г, Физика земли, № 8, М., 1976г.
- Сапов О. П.* Механизм развития лучевых разломов. Изв. АН ТаджССР, 1966₂, № 3.
- Шульц С. С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. ОГИЗ, М., 1948.

Институт геологии
АН ТаджССР
г. Душанбе

Статья поступила
29 мая 1978 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.242.31 (574.3)

Н. Г. МАРКОВА, Т. Г. ПАВЛОВА, О. М. РОЗЕН,
С. Г. САМЫГИН, И. Г. ЩЕРБАО ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ ПАЛЕОЗОИД
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА (ОТВЕТ НА КРИТИЧЕСКУЮ
СТАТЬЮ Е. А. АЛЕКТОРОВОЙ И Н. А. ФОГЕЛЬМАН *)

Достаточно изученная и хорошо документированная геологическая история Центрального Казахстана была рассмотрена нами (Антонюк и др., 1977) с позиций актуалистического понимания офиолитов как океанической коры геологического прошлого и единства конструктивно-деструктивных процессов преобразования океанической коры в континентальную, что привело к формированию складчатой области мозаичного типа. Нами выделены и описаны два основных мегаблока — Кокчетавско-Чуйский и Ерементау-Балхашский. Они обособились к концу докембрия, когда первый из них представлял собой микроконтинент, а второй — океанический бассейн, лишенный сиалического субстрата. Дискутируя с нами, Е. А. Алекторова и Н. А. Фогельман высказывают ряд возражений, из которых главное то, что Ерементау-Балхашский мегаблок также являлся в то время областью с корой континентального типа. Обосновывая эту мысль, авторы формулируют свое понимание тектонического развития Центрального Казахстана.

Е. А. Алекторова и Н. А. Фогельман согласны в целом с трактовкой Кокчетавско-Чуйского региона. Высказанные при этом замечания не существенны, однако по своему смыслу они содержат неверные положения и показывают, что оппоненты не приняли во внимание те методические основы, на которых построено коллективное исследование структуры и эволюции земной коры Казахстана. По-видимому, они недостаточно хорошо знакомы с развиваемой в Геологическом институте АН СССР концепцией о стадийности формирования континентальной коры и с признаками ее становления (Пейве и др., 1976). Эта стадийность выражается в возникновении сначала отдельных участков гранитно-метаморфического слоя, что фиксируется появлением нижних моласс и плагиогранодиоритов. Подобные участки являются своего рода «зародышами» будущей континентальной коры. Последняя как таковая образуется на обширных площадях в результате последующих сложных вещественных и структурных преобразований и маркируется региональной *калиевой* гранитизацией, внедрением щелочных гранитов, появлением порфировой формации и верхней молассы. Только непониманием этого процесса можно объяснить приписывание нам выделения

* «Геотектоника», 1979, № 4.

на территории Кокчетавско-Чуйского мегаблока области с континентальной корой, сформировавшейся к концу ордовика. Такой коры в Казахстане вообще не существует. В пределах указанного блока имеются лишь участки позднеордовикского гранитно-метаморфического слоя, возникшие вторично, после деструкции докембрийского субстрата; возраст же новообразованной коры здесь — девонский.

Неверны также представления Е. А. Алекторовой и Н. А. Фогельман о переходной стадии только как о промежуточной между океанической и континентальной. Под комплексами переходной стадии обычно понимаются такие формации, которые образовались на *коре промежуточного типа*. Однако подобная кора возникает не только в ходе конструктивного преобразования океанического субстрата в континентальный, но и в результате деструкций зрелого сиалического фундамента. При этом деструктивный процесс далеко не всегда приводит к появлению структур с корой океанического типа, а может ограничиться заложением прогибов вроде Степнякского на тектонически утоненной и, по-видимому, петрологически измененной докембрийской континентальной коре. Естественно, что в пределах таких участков могут сохраниться и отдельные блоки первичного цоколя, которые в дальнейшем вовлекаются в процесс созидания новой мощной коры. Стадийность этого процесса, а вовсе не масштабы деструкции, как сказано на стр. 118 критической статьи, и отображена на нашей схеме районирования центрально-казахстанских палеозойд (Антонюк и др., 1977).

Некорректно процитированы приведенные нами данные о границе двух основных мегаблоков, которая якобы «проводится по полосе распространения рифейских кварцевых аренитов и венд-кембрийских карбонатных толщ» (стр. 118), причем далее кварцевые арениты рассматриваются как субплатформенные отложения, возникшие в результате глубокого химического выветривания на континенте. Однако в нашей статье ясно указано, что этой границе соответствует полоса *кремнистых пород* и кварцевых аренитов (Антонюк и др., 1977, рис. 1), и разъяснено (стр. 71): «Эта граница трассируется выходами существенно кремнистых толщ позднерифейско-кембрийского возраста (акдымская серия и ее аналоги)». Таким образом, граница Кокчетавско-Чуйского континентального блока с Ерементав-Балхашским океаническим блоком в венде—кембрии намечена по полосе выходов пород, которые сопоставляются нами с образованиями континентального подножия и склона. В этих условиях, как известно, формируется характерная ассоциация кремнистых и терригенных отложений (нередко кварцевых песчаников с косою слоистостью), которая может сменяться в случае сложного профиля склона местами карбонатными осадками.

Е. А. Алекторова и Н. А. Фогельман считают, что в Ерементав-Балхашском блоке, как и в Кокчетавско-Чуйском, существовал древний фундамент континентального типа, сформировавшийся к позднему докембрию. Единственное отличие, по их мнению, от западного блока — гораздо более широкое развитие деструктивных процессов в палеозое, которые в одних случаях привели к возникновению узких трогов с базитовым и ультрабазитовым начальным магматизмом, а в других — к глубокой переработке (регенерации) сиалического основания и появлению «островодужных» вулканитов. В качестве жесткого ядра этой обширной территории они вслед за рядом исследователей выделяют Балхашский срединный массив, являющийся обломком дорифейской платформы. На рис. 1 показан контур этого массива по одной из наиболее поздних работ, на которую ссылаются наши оппоненты (Звонцов, 1973). Важно отметить, что выходы докембрия встречаются только в юго-западной его половине и составляют часть выделенного нами Кокчетавско-Чуйского микроконтинента (Антонюк и др., 1977). На остальной площади гипотетического Балхашского массива сиали-

ческое ложе нигде не обнажено. Спрашивается, какие же доказательства приводятся в пользу его существования?

Прямое доказательство только одно — «наличие обломков кристаллических сланцев в верхнепалеозойских вулканитах Северного Прибалхашья (Ташинина, Семенова-Тяньшаньская, 1963)». Но кристаллические сланцы, гнейсы и другие породы древнего цоколя в указанной статье вообще не упоминаются. Ее авторы пишут лишь о нахождении среди продуктов выброса изученного ими палеовулкана обломков пород его фундамента (стр. 113), разъяснив ранее (стр. 101), что породы фундамента принадлежат двум толщам — верхнедевонской осадочно-туфогенной и средне-верхнекарбоневой эффузивно-туфогенной. Косвенные доказательства наличия погруженного массива в Прибалхашье, базирующиеся на субплатформенном характере песчаников в пограничной полосе с Кокчетавско-Чуйским блоком, как показано выше, неверны; кроме того, в этой полосе развиты существенно иные — кремнистые толщи. Наконец, остается неясным, почему нет продуктов размыва Балхашского срединного массива, бывшего в рифее и раннем палеозое, по представлениям его сторонников, континентальной суши, среди нижнепалеозойских осадков окаймлявших эту сушу эвгеосинклинальных линейных зон деструктивного (рифтогенного) происхождения? Непонятно также, почему «начальные» проявления вулканизма в данных зонах по своим петрохимическим характеристикам соответствуют океаническим толеитам, а не континентальным базальтоидам рифтов? Ответ может быть один — очевидно, в Северном Прибалхашье не было срединного массива, а существовал бассейн с корой океанического типа, представленной в современной структуре выходами пород офиолитовой ассоциации (V?—O₁).

Также не было на Чингизе Абралинского массива (см. рис. 1), упомянутого Е. А. Алекторовой и Н. А. Фогельман. Выделившие его В. Ф. Беспалов и Ш. Е. Есенов (1974) руководствовались в первую очередь геометрией структурного рисунка этого района и не привели никаких конкретных доказательств его существования. С нашей точки зрения, таких доказательств просто не существует — в Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории нигде не известны выходы *гранитизированного* древнего субстрата (Самыгин, 1974), реликтом которого мог бы быть Абралинский массив. Напротив, вблизи его предполагаемых контуров обнажены офиолиты, т. е. породы, маркирующие океанический тип коры.

Терригенные толщи среднего палеозоя северо-восточной погруженной части Балхашского массива, как считают Е. А. Алекторова и Н. А. Фогельман, не могли формироваться на океанической коре в условиях окраинного моря, так как этому противоречат «незначительные мощности этих отложений, их мелководный флишоидно-молассовый облик, изменчивость простираний, отсутствие граувакковых и кремнистых фаций, признаки местных источников сноса..., амагматичность... Перечисленные признаки указывают на парагеосинклинальные условия образования среднепалеозойских формаций...», которые «по аналогии с терригенными формациями Верхояно-Колымской области (Муратов, 1977) можно отнести к образованиям чехла деформированной платформы...» (стр. 119).

Оставим в стороне ряд неточностей в приведенной характеристике толщ, такие, как их якобы молассовый облик или отсутствие граувакковых и кремнистых фаций, а также безусловно неудачное для авторов сопоставление Прибалхашья с Верхояно-Колымской областью, поскольку на природу последней существует и прямо противоположная точка зрения¹. Выделяя геологические комплексы структур типа

¹ См. «Геотектоника», 1977, № 4.

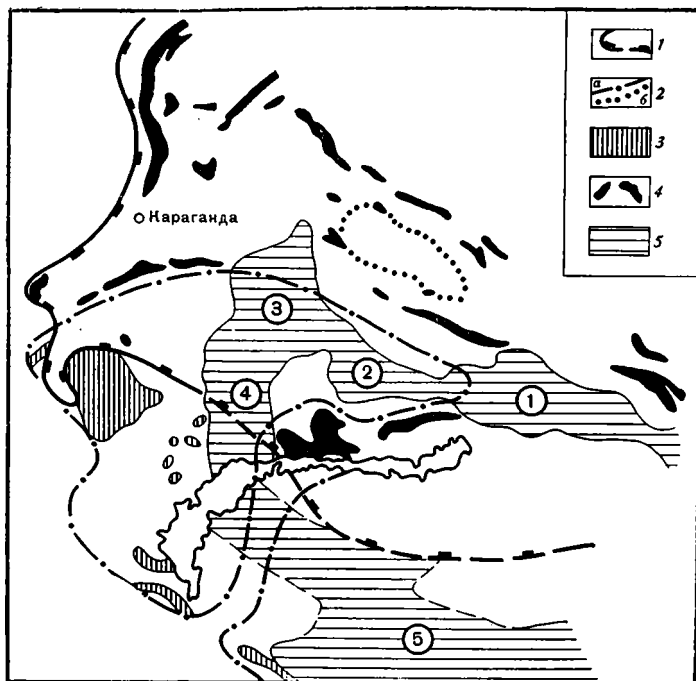
окраинных морей, мы руководствовались прежде всего принципом актуализма и имели в виду только современные тектонотипы. Краткая их характеристика приводится В. Е. Хаиным и Л. Э. Левиним (1978, стр. 5): «...центральные, большие по площади части этих бассейнов в настоящее время не обнаруживают признаков активного тектонического развития — они асейсмичны, авулканичны... И только окраинные части этих бассейнов... характеризуются мощными толщами осадков и интенсивной их деформацией, представляя настоящие геосинклинальные прогибы. Центральные же части бассейнов являются как бы *негативными аналогами срединных массивов* (курсив наш), резко отличаясь от них, однако, по типу коры, происхождению и возрасту». Этой характеристике как нельзя лучше отвечает и территория Северного Прибалхашья с прилегающими на севере и северо-востоке районами (Нуринский и Предчингизский прогибы).

Позднепалеозойская история развития этой области была обусловлена особенностями строения окраинного моря, существовавшего с конца раннего почти до конца среднего палеозоя и отгороженного от основного океанического бассейна (Иртыш-Зайсанская зона) Чингиз-Тарбагатайской островодужной системой. Образовавшиеся в фаменском веке вторичные островные дуги еще четче обособили внутреннее относительное поднятие, остававшееся авулканичным до конца перми. Очевиден эволюционный характер преобразования коры рассматриваемой территории. Внедрение плагиогранитов в середине визейского века (каркаралинское время) свидетельствует о становлении гранитного слоя в южной части Северного Прибалхашья, которая присоединилась к аналогичному участку, сформировавшемуся севернее во франском веке. Массовое внедрение калиевых гранитоидов, широкое излияние игнимбритов кергетасского времени (середина карбона) отражает появление уже континентальной коры в Джунгаро-Балхашской области. Здесь нет ни структурных, ни палеогеографических доказательств² единого сводового поднятия, возникшего в позднем палеозое в результате «активизации древнего сиалического блока, каковым является Балхашский массив, в связи с особым состоянием коры и мантии и возможным мантийным диапиризмом» (стр. 120). «Радиально-концентрический структурный план» мегасвода не вычитывается ни из одной геологической карты Казахстана.

Серьезные возражения вызывают утверждаемая авторами критической статьи однородность позднепалеозойского вулканического пояса. В действительности он распадается на ряд вулканических впадин (см. рис. 1), различающихся как по времени начала наземных излияний, так и по их составу (Бахтеев, Филатова, 1969; Щерба, 1973). Эти различия обусловлены гетерогенностью основания. Наибольшим своеобразием отличается вулканизм Илийской впадины, наложенной на докембрийский гранитизированный фундамент. Для ее позднекаменноугольных и пермо-триасовых вулканитов характерна контрастность состава (сочетание основных и кислых вулканитов), усиливающаяся в ходе эволюции, преобладание кислых образований и обилие игнимбритов, повышенная калиевость всех типов пород.

Проведенное нами тектоническое районирование с точки зрения Е. А. Алекторовой и Н. А. Фогельман не дает объяснения особенностям размещения геологических формаций и эндогенных месторождений. Выше мы постарались показать, что первое утверждение по меньшей мере неправомерно. Что касается второго, то оно по существу голословно, так как мы не рассматривали этот вопрос, а наши критики разбирают его в слишком общем виде. Однако следует указать, что

² Используемая Е. А. Алекторовой и Н. А. Фогельман ссылка на «прямые палеогеографические данные» несостоятельна, так как такие данные невозможно получить по смыслу термина.



Восточная часть центральноказахстанских палеозойд

1 — граница Кокчетавско-Чуйского и Еремантау-Балхашского мегаблоков (по Р. М. Антонову и др., 1977); 2 — контуры гипотетических «срединных массивов»: а — Балхашского и частично Джунгарского (по В. С. Звонцову, 1973), б — Абралинского (по В. Ф. Беспалову и Ш. Е. Есенову, 1974); 3—4 — площади современных выходов: 3 — амфиболито-гнейсово-сланцевого, сланцево-кварцито-песчаникового и порфиroidного комплексов докембрия (по В. С. Звонцову, 1973), 4 — пород офиолитовой ассоциации (P_С—PZ₁); 5 — позднепалеозойский вулканоплутонический пояс. Цифрами на схеме показаны вулканические впадины: 1 — Баканасская, 2 — Северо-Балхашская, 3 — Северо-Токрауская, 4 — Южно-Токрауская, 5 — Илийская

специальное рассмотрение проблем металлогении привело недавно А. С. Перфильева (1977) к принципиально важным и новым выводам. Установлено, что пространственное размещение ряда эндогенных руд вполне определенно свидетельствует о *разнородности* фундамента Балхашско-Илийского вулканического пояса. В частности, там, где пояс наложен на область с докембрийским гранитизированным фундаментом, присутствуют месторождения вольфрама, на остальной же территории, лишенной такого цоколя, их нет. Некоторые особенности эндогенной металлогении Центрального Казахстана в свете закономерностей эволюции его земной коры изложены также в нашей второй совместной публикации (Антонов и др., 1979).

Наконец, необходимо остановиться на конструктивной части статьи Е. А. Алекторовой и Н. А. Фогельман, где ими сформулированы основы понимания геологической истории Центрального Казахстана. Они полагают, что в палеозое здесь «могут выделяться области и группы формаций эвгеосинклинального развития (на океанической коре), геосинклинальной регенерации древних континентальных блоков, по режиму близкой к режиму островных дуг, участки древних массивов с платформенным и парагеосинклинальным чехлом и наложенные на все эти элементы процессы активизации и орогенного магматизма...» (стр. 121). Очевидно, что в этом перечислении синтезированы как мировоззрение авторов, так и те знания тектоники Казахстана, с которыми они выступают в печати.

Сразу надо отметить, что в тексте статьи не рассматриваются и даже не упоминаются области эвгеосинклинального развития на океанической коре, а вся территория в ее геологическом прошлом отнесена к категории древних сиалических массивов. Области с геосинклинальной регенерацией континентальных блоков, близкой к режиму островных дуг, представляют собой в терминологическом отношении геологический нонсенс: островные дуги — это локальные специфические новообразования в пределах обширных океанических пространств. Кроме того, давно и хорошо известно, что палеозойского платформенного чехла в Центральном Казахстане не существует, он возник позднее. Наконец, процессы орогенного магматизма не наложены на все перечисленные выше структурные элементы, а в каждой зоне естественно и закономерно завершают геологическое развитие подвижной области в соответствии с определением орогенного этапа, которое дал А. А. Богданов, и глобальными материалами, синтезированными позже (Моссаковский, 1975). Таким образом, очевидны нечеткость и противоречивость истолкования некоторых главных понятий современной геологии, данного авторами дискуссионной статьи.

В заключение укажем, что познание геологии складчатых областей в настоящее время немыслимо без использования моделей строения океанического дна. В СССР это нашло отражение в широко известных представлениях об офиолитах как океанической коре геологического прошлого. Однако вследствие интенсивного и постоянного поступления огромной новой информации здесь далеко еще не сложились окончательные и четкие положения. Поэтому естественно, что в конкретном применении разработанных моделей много дискуссионных моментов. В связи с этим мы пользуемся случаем выразить глубокую признательность выступить в дискуссии.

Литература

- Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г. Структура и эволюция земной коры Центрального Казахстана.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Антонюк Р. М., Ляпичев Г. Ф., Маркова Н. Г. Деструктивные зоны Центрального Казахстана.— В сб.: Тектоника территории СССР. М., «Наука», 1979.
- Бахтеев М. К., Филагова Н. И. Об особенностях заключительного этапа геосинклинального развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы.— Геотектоника, 1969, № 3.
- Беспалов В. Ф., Есенов Ш. Е. Тектоника Казахстана.— В сб.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
- Звонцов В. С. Строение и особенности развития Балхашского срединного массива в каледонскую эпоху.— В сб.: Тектоника и магматизм Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1973.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 268. М., «Наука», 1975.
- Муратов М. В. Основные тектонические подразделения территории Советского Союза.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Перфильев А. С., Пущаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5.
- Перфильев А. С. Формирование континентальной коры и металлогения.— Геотектоника, 1977, № 5.
- Самыгин С. Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 253. М., «Наука», 1974.
- Тащичина М. В., Семенова-Тяньшаньская Е. Р. Верхнепалеозойский вулкан Жантау в Центральном Казахстане.— Петрографический сб. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 98, № 5.
- Хаин В. Е., Левин Л. Э. Тектонические типы окраинных и внутренних морей с океанической и субокеанической корой.— Вестн. МГУ. Геология, 1978, № 6.
- Щерба И. Г. Герцинская структура Северного Прибалхашья.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 249. М., «Наука», 1973.

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 06.11.79	Подписано к печати 04.01.80	Т-20544	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}		
Высокая печать	Усл. печ. л. 11,2	Уч.-изд. л. 12,1	Бум. л. 4,0	Тираж 1930 экз.	Зак. 4788

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

В 312

Цена 1 р. 20 к.

БАВИЛОБА 31 И 1 ББ 92

Индекс 70228

ПУЩАРОВСКОМУ И И

70228

1-12

В 1980 ГОДУ В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

выходят следующие книги:

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ. 22 л. 3 р. 30 к.

Кочергин Е. В., Павлов Ю. А. и Сергеев К. Ф. ГЕОМАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ И СТРОЕНИЕ КУРИЛЬСКОЙ И РЮКЮ ОСТРОВНЫХ СИСТЕМ. 12 л. 1 р. 80 к.

Летавин А. И. ФУНДАМЕНТ МОЛОДОЙ ПЛАТФОРМЫ ЮГА СССР. 10 л. 1 р. 50 к.

Маслов В. А. ДЕВОН ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА. 15 л. 2 р. 30 к.

Постельников Е. С. ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЕ РАЗВИТИЕ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ. 7 л. 1 р. 10 к.

ПРОБЛЕМЫ ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ. 22 л. 3 р. 30 к.

СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ В СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ. 15 л. 2 р. 30 к.

СТРАТИГРАФИЯ ДОКЕМБРИЯ ФАНЕРОЗОЯ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА АН СССР. 22 л. 3 р. 30 к.

ТЕКТОНИКА В ИССЛЕДОВАНИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА АН СССР. 22 л. 3 р. 30 к.

ТЕКТОНИКА, ГЕОЛОГИЯ АЛЬПИД «ТЕТИСНОГО» ПРОИСХОЖДЕНИЯ. 20 л. 3 р.

ТЕКТОНИКА КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО ЖЕЛОБА. 14 л. 2 р. 10 к.

ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ. Объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии. 15 л. 2 р. 30 к.

ТЕКТОНИКА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА. 29 л. 4 р. 30 к.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ. 22 л. 3 р. 30 к.

Уткин В. П. СДВИГОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ И МЕТОДИКА ИХ ИЗУЧЕНИЯ. 11 л. 1 р. 70 к.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, 90, 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; 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Геотектоника, 1980, № 1